

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

FACULDADE DE ENGENHARIA CIVIL



UNICAMP

**ANÁLISE E AVALIAÇÃO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO
GEOMORFOLÓGICO E GEOMORFOCLIMÁTICO PARA
PEQUENAS BACIAS RURAIS**

Autor: Fernando Sérgio Amaral Coelho

Campinas - SP- Brasil

Fevereiro - 1998

C65a
34081/BC

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

FACULDADE DE ENGENHARIA CIVIL

**ANÁLISE E AVALIAÇÃO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO
GEOMORFOLÓGICO E GEOMORFOCLIMÁTICO PARA
PEQUENAS BACIAS RURAIS**

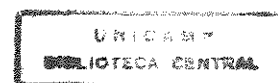
Autor : Fernando Sérgio Amaral Coelho

Orientador : Prof. Dr. Abel Maia Genovez

Dissertação de mestrado apresentada à
Faculdade de Engenharia Civil como
parte dos requisitos exigidos para
obtenção do título de Mestre em
Engenharia Civil. Área de concentração
em Recursos Hídricos.

Campinas - SP- Brasil

Fevereiro - 1998



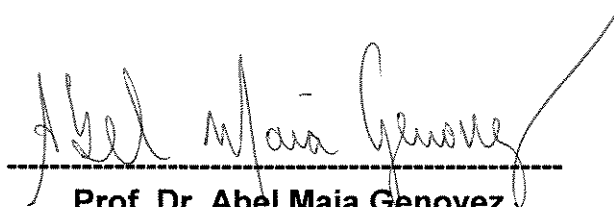
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

FACULDADE DE ENGENHARIA CIVIL

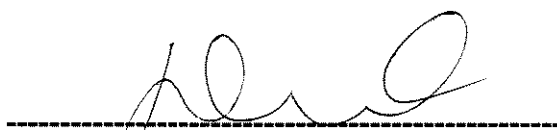
**ANÁLISE E AVALIAÇÃO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO
GEOMORFOLÓGICO E GEOMORFOCLIMÁTICO PARA
PEQUENAS BACIAS RURAIS.**

Autor: Fernando Sérgio Amaral Coelho


**Dissertação de Mestrado aprovada pela banca examinadora constituída
por:**



Prof. Dr. Abel Maia Genovez
Presidente e Orientador - UNICAMP



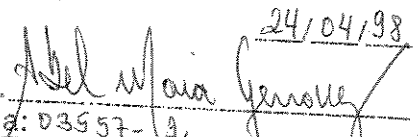
Prof. Dr. Dirceu Vieira da Silva
FEC - UNICAMP



Prof. Dr. Arthur Mattos
EESC - USP

Campinas - SP- Brasil

1998

Atesto que esta é a versão definitiva da dissertação/tese.	
Prof. Dr.	
Matrícula:	03957-12
24/04/98	

“ O que eu vejo na natureza é uma magnífica estrutura que só compreendemos com muita imperfeição, mas que pode satisfazer uma pessoa com sentimento de humildade ”

(Albert Einstein)

**À minha mãe e
aos meus irmãos.**

AGRADECIMENTOS

A José Rocha Lima, que ensinou-me as primeiras letras e erigiu meu primeiro degrau no caminho do conhecimento.

Ao Prof. Dr. Abel Maia Genovez pela amizade, dedicação e orientação fornecida durante a elaboração deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Ardemírio de Barros Silva, da Geociências, pela inestimável ajuda na parte de computação gráfica.

Aos meus amigos e colegas, em especial ao Marcelo da Silva Rocha, pela fração de ajuda dada por cada um e pelo prazer da convivência.

À Fundação de Amparo e Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, pela bolsa concedida.

Ao casal Solange e Sérgio Martins e ao amigo João Monteiro por me terem ensinado o verdadeiro sentido da amizade.

Aos funcionários e professores do Departamento de Recursos Hídricos da FEC - UNICAMP, pela amizade e conhecimentos ministrados.

Aos funcionários da computação pela grande ajuda nas dúvidas apresentadas.

Ao Centro Tecnológico de Hidráulica e Recursos Hídricos (CTH) do Departamento de Águas e Energia Elétrica(DAEE), Vila dos Remédios, pelos dados de chuva e vazão utilizados neste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	i
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE SÍMBOLOS	vii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	xi
RESUMO	xii
ABSTRACT	xiii
1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Objetivos	4
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 - Geomorfologia quantitativa	5
2.2 - Método do Hidrograma Unitário (HU)	8
2.3 - Método do Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI)	9
2.4 - Método do Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG)	10
2.5 - Método do Hidrograma Unitário Triangular (HUT)	27
2.6 - Método do Hidrograma Unitário Geomorfoclimático (HUGC)	28
2.7 - Método do Hidrograma Unitário Sintético Regionalizado para bacias Rurais do Estado de São Paulo segundo Reda (HUR)	29
2.8 - Método do Hidrograma Unitário Sintético Triangular do “ Soil Conservation Service ” (HUT - SCS)	32
3 - METODOLOGIA	36
3.1 - Introdução	36
3.2 - Obtenção dos parâmetros geomorfológicos na escala 1:50000	37
3.3 - Determinação do Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG)	37
3.4 - Determinação das velocidades adotadas no método do HUIG	38
3.5 - Duração da Precipitação Efetiva para o Cálculo dos Hidrogramas Unitários (HU)	39
3.6 - Determinação do HU Triangular Geomorfoclimático (HUGC)	39
3.7 - Análise do Efeito de Escala	40

4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	41
4.1 - Introdução	41
4.2 - Dados das bacias hidrográficas estudadas	41
4.2.1 - Dados da bacia do Ribeirão Claro no posto 8C-8R Fazenda Retiro	43
4.2.2 - Dados da bacia do Ribeirão Palmital no posto 2D-61R - Pitêu	46
4.2.3 - Dados da bacia do Ribeirão Pirapitingui no posto 2D-59R Pirapitingui	49
4.3 - Análise e determinação dos parâmetros das bacias	53
4.3.1 - Parâmetros da bacia do Ribeirão Claro	53
4.3.2 - Parâmetros da bacia do Ribeirão Palmital	58
4.3.3 - Parâmetros da bacia do Ribeirão Pirapitingui	60
4.3.4 - Comentários sobre os parâmetros obtidos para as bacias com o mapa na escala de 1:50000	62
4.4 - Determinação dos Hidrogramas Unitários Geomorfológicos	63
4.5 - Análise do modelo HUIG utilizando a velocidade a montante	70
4.6 - Comparação entre os Hidrogramas Unitários Calculados e Observados	71
4.7 - Análise do Efeito de Escala no Hidrograma Unitário Geomorfológico	76
6 - CONCLUSÕES	84
7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86
 ANEXO A - Dedução das equações que representam as probabilidades de transição e de início de movimento da água para uma bacia de quarta ordem	 89
ANEXO B - Modelo Geomorfológico de Gupta et al.(1980)	100
ANEXO C - Relação entre o Hidrograma Unitário (HU), o Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) e a curva S	106
ANEXO D - A Transformada de Laplace e a operação convolução	109
D.1 - A Transformada de Laplace	109
D.2 - A Operação convolução	112
ANEXO E - A função Delta de Dirac	114

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 -	Postos hidrométricos da bacia do Ribeirão Claro	43
TABELA 2 -	Equações das curvas cota-vazão da bacia do Ribeirão Claro	43
TABELA 3 -	Parâmetros referentes às bacias hidrográficas estudadas	45
TABELA 4 -	Postos hidrométricos da bacia do Ribeirão Palmital	46
TABELA 5 -	Equações das curvas cota-vazão da bacia do Ribeirão Palmital	47
TABELA 6 -	Postos hidrométricos da bacia do Ribeirão Pirapitingui	50
TABELA 7 -	Equações das curvas cota-vazão da bacia do Ribeirão Pirapitingui	50
TABELA 8 -	Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000	55
TABELA 9 -	Probabilidades da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000	56
TABELA 10 -	Probabilidades de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000	57
TABELA 11 -	Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Claro Escala 1:50000	57
TABELA 12 -	Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Palmital Escala 1:50000	59
TABELA 13 -	Probabilidades da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000	59
TABELA 14 -	Probabilidades de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000	59
TABELA 15 -	Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital Escala 1:50000	59
TABELA 16 -	Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Pirapitingui Escala 1:50000	61
TABELA 17 -	Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:5000	61

TABELA 18 -	Probabilidades de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000	61
TABELA 19 -	Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui Escala - 1:50000	61
TABELA 20 -	Velocidades obtidas através de dados de vazão e da seção do rio ...	64
TABELA 21 -	Velocidades obtidas através da fórmula de Kirpich	64
TABELA 22 -	Parâmetros do Hidrograma Unitário Geomorfoclimático	72
TABELA 23 -	Parâmetros físicos para a Bacia do Ribeirão Claro Escala 1:250000	76
TABELA 24 -	Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:250000	76
TABELA 25 -	Probabilidades de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:250000	77
TABELA 26 -	Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Claro Escala 1:250000	77
TABELA 27 -	Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Palmital Escala 1:10000	78
TABELA 28 -	Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:10000	79
TABELA 29 -	Probabilidades de transição obtidas através de medidas diretas para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:10000	79
TABELA 30 -	Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital Escala 1:10000	79
TABELA 31 -	Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Pirapitingui Escala 1:10000	81
TABELA 32 -	Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:10000	81
TABELA 33 -	Probabilidades de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:10000	81

TABELA 34 -	Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui Escala 1:10000	81
TABELA 35 -	Probabilidades da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para uma bacia de terceira ordem	128
TABELA 36 -	Probabilidades de transição do estado i para o estado j obtidas através das formulações para uma bacia de terceira ordem	128

ANEXO F - Programas para uma bacia de quarta ordem	117
F.1 - Programa para um rio de quarta ordem utilizando todas as possibilidade possíveis	117
F.2 - Programa para um rio de quarta ordem com velocidade a montante	123
ANEXO G - Probabilidades inicial e de transição para uma bacia de terceira ordem ..	128
ANEXO H - Obtenção da Área da Bacia e do comprimento do Talvegue Principal usando o Sistema de Informação Geográfica (SIG)	129

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Sistema de drenagem com 14 fontes. Os números representam a ordem dos canais (Smart,1972)	6
FIGURA 2 - Volume de chuva efetiva em relação ao tempo	11
FIGURA 3 - Bacia de quarta ordem usando o sistema de ordenamento de Strahler	21
FIGURA 4 - Definição dos parâmetros do Hidrograma Unitário para o método de Reda (1985)	31
FIGURA 5 - Hidrograma Unitário Curvilíneo e Triangular do SCS	33
FIGURA 6 - Gráfico de K_2 em função de H do HUT- SCS (USBR, 1977)	33
FIGURA 7 - Localização das bacias hidrográficas estudadas no Estado de São Paulo	42
FIGURA 8 - Área de drenagem da bacia do Ribeirão Claro a montante do posto 8C-8R - Pitéu	44
FIGURA 9 - Perfil do talvegue principal da bacia do Ribeirão Claro	45
FIGURA 10 - Área de drenagem da bacia do Ribeirão Palmital a montante do posto 2D-61R - Palmital	48
FIGURA 11 - Perfil do talvegue principal da bacia do Ribeirão Palmital	49
FIGURA 12 - Área de drenagem da bacia do Ribeirão Pirapitingui a montante do posto 2D-59 - Pirapitingui	51
FIGURA 13 - Perfil do talvegue principal da bacia do Ribeirão Pirapitingui	52
FIGURA 14 - Bacia hidrográfica do Ribeirão Claro destacando todos os seus canais	53
FIGURA 15 - Bacia hidrográfica do Ribeirão Claro destacando todas as suas sub-bacias	54
FIGURA 16 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Claro Escala 1:50000	58

FIGURA 17 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital Escala - 1:50000.....	60
FIGURA 18 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui Escala 1:50000	62
FIGURA 19 - Efeito da variação da velocidade no modelo HUIG para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000	65
FIGURA 20 - Efeito da variação da velocidade no modelo HUIG para a bacia do Ribeirão Palmital -Escala 1:50000	65
FIGURA 21 - Efeito da variação da velocidade no modelo HUIG para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000	66
FIGURA 22 - Comparação entre os HUGs gerados e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000	67
FIGURA 23 - Comparação entre os HUGs gerados e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000 ...	67
FIGURA 24 - Comparação entre os HUGs gerados e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:5000	68
FIGURA 25 - Comparação entre o HUG gerado e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000 ..	68
FIGURA 26 - Comparação entre o HUG gerado e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Pirapitingui -Escala 1:50000	69
FIGURA 27 - Comparação entre o HUG gerado e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000	69
FIGURA 28 - HUIG para $v = 2,5$ m/s e V_M variando para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000	70
FIGURA 29 - Comparação entre os hidrogramas unitários por vários métodos para a bacia do Ribeirão Palmital	72
FIGURA 30 - Comparação entre os hidrogramas unitários por vários métodos para a bacia do Ribeirão Pirapitingui	73
FIGURA 31 - Comparação entre os hidrogramas unitários por vários métodos para a bacia do Ribeirão Claro	73
FIGURA 32 - Comparação entre os hidrogramas unitários, por vários métodos, para a bacia do Ribeirão Palmital, com a aplicação da fórmula de Kirpich para obtenção das velocidades no modelo HUG	74

FIGURA 33 - Comparação entre os hidrogramas unitários, por vários métodos, para a bacia do Ribeirão Pirapitingui, com a aplicação da fórmula de Kirpich para obtenção das velocidades no modelo HUG	75
FIGURA 34 - Comparação entre os hidrogramas unitários, por vários métodos, para a bacia do Ribeirão Claro, com a aplicação da fórmula de Kirpich para obtenção das velocidades no modelo HUG	75
FIGURA 35 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Claro Escala 1:250000	77
FIGURA 36 - Comparação entre os HUGs para a bacia do Ribeirão Claro nas escalas de 1:50000 e 1:250000	78
FIGURA 37 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital Escala 1:10000	80
FIGURA 38 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui Escala - 1:10000	82
FIGURA 39 - Comparação entre os HUGs para a bacia do Ribeirão Palmital nas escalas de 1:50000 e 1:10000	82
FIGURA 40 - Comparação entre os HUGs para a bacia do Ribeirão Pirapitingui nas escalas de 1:50000 e 1:10000	83
FIGURA B1 - Representação de uma bacia de quarta ordem	100
FIGURA C1 - Transformação do HUI em HU.....	108
FIGURA E1 - A função Delta de Dirac	115

LISTA DE SÍMBOLOS

A	- matriz de taxa de transições.
\overline{A}_i	- área média das sub-bacias de ordem i .
\overline{A}_W	- área média das sub-bacias de ordem W .
A_i^*	- área que drena diretamente para um canal de ordem i .
A_T	- área total da bacia.
b_Ω	- largura média do canal de maior ordem.
$C_{j,K}$	- fator que representa as combinações dos trechos de rios.
D	- duração da precipitação do hidrograma unitário em horas.
$E(i, \Omega)$	- número médio de canais de ordem i na rede completa segundo a suposição de Smart.
$f_{x_i}(t)$	- função densidade de probabilidade do estado x_i .
$f_{T_S}(t)$	- função densidade de probabilidade do tempo de viagem de todo o caminho S percorrido.
$f_{T_{ai}}(t)$	- função densidade de probabilidade do tempo de viagem a montante do trecho do rio de ordem i .
$f_{T_{ri}}(t)$	- função densidade de probabilidade do tempo de viagem do trecho do rio de ordem i .
$h_{ij}(\tau)$	- função densidade de probabilidade do tempo de permanência da gota de água no estado i antes de passar para o estado j .
H^*	- diferença de cotas entre o ponto mais afastado da bacia no divisor de água e a seção da bacia considerada.
H	- constante que se determina para cada bacia pelo método do SCS.
I	- matriz unitária.

I	- matriz unitária.
i_r	- intensidade média da chuva efetiva imposta sobre a bacia.
K	- coeficiente de armazenamento no modelo de NASH.
I_C	- Índice de compacidade.
K_f	- fator de forma ou índice de conformação.
K_1, K_2	- coeficientes de armazenamento no modelo de DINSKI.
L	- comprimento da bacia, medido ao longo do talvegue, da seção em estudo até o ponto mais afastado do talvegue, e desse ponto até o divisor d'água.
L_Ω	- comprimento do talvegue do canal principal.
L_W	- comprimento de todas as correntes de ordem W .
\overline{L}_W	- comprimento médio dos canais de ordem W .
\overline{L}_{W_i}	- comprimento médio do canal de ordem W_i .
L_{i,W_i}	- comprimento do i -ésimo canal de ordem W_i .
N	- saída da bacia ou estado de retenção.
N_i	- número de canais de ordem i .
N_W	- número de canais de ordem W .
n	- coeficiente de rugosidade.
n_1, n_2	- número de reservatórios no modelo de DINSKI.
n_r	- número de reservatórios no modelo de NASH.
n_t	- número de trechos em que foi dividido o talvegue principal.
p	- matriz de probabilidade de transição.
P_e	- volume de escoamento superficial ou precipitação efetiva em cm.
P_T	- precipitação que produz o hidrograma triangular.
P_{ij}	- probabilidade de transição do estado i para o estado j .

$p(s)$	- probabilidade de uma partícula de água seguir o caminho s .
q_i	- intensidade de pico em cm/hora.
q_p	- vazão de pico em m ³ /s.
R^2	- coeficiente de determinação.
R_A	- razão de área de Horton.
R_B	- razão de bifurcação de Horton.
R_L	- razão de comprimento de Horton.
S	- conjunto de todos os caminhos possíveis que a gota de água pode tomar para sair da bacia.
S_H	- média harmônica das declividades de vários trechos no qual se divide o talvegue principal da bacia hidrográfica.
S'	- declividade média do talvegue principal .
S_i	- declividade do trecho de ordem i .
S_Ω	- declividade média do canal de maior ordem.
T_{ai}	- tempo de viagem na área a montante do trecho do rio de ordem i .
T_B	- tempo de viagem que a gota leva até sair da bacia.
T_C	- tempo de concentração
T_b	- tempo de base em horas.
T_L	- tempo de retardamento em horas.
T_p	- tempo de pico em horas.
T_r	- tempo de recessão em horas.
T_{r_i}	- tempo de viagem no trecho do rio de ordem i .
T_s	- tempo de viagem em um caminho particular s .
T_{50}	- largura do HU na ordenada equivalente a 50% de q_p .

V	- velocidade característica do parâmetro dinâmico em m/s.
W_i	- representa os canais de ordem W_i .
α, β	- volumes de entrada em reservatórios sucessivos no modelo de Diskin.
λ_i	- tempo médio de permanência de partículas em cursos de ordem i .
τ_i	- tempo de permanência da gota no estado i quando não se sabe qual será o seu próximo estado.
τ_{ij}	- tempo em que a partícula permanece no estado i antes de realizar transição para o estado j .
$\Theta(n)$	- vetor linha no qual seus elementos $\theta_i(0)$ dão as probabilidades de que a gota de água se encontre no estado i no passo n .
$\Theta(t)$	- matriz de probabilidades de estado cujos elementos $\theta_i(t)$ dão a probabilidade de que a gota ocupe o estado i no instante “t”.
$\Theta(0)$	- vetor linha de probabilidade do estado inicial, cujos elementos $\theta_i(0)$ denotam a probabilidade de que o processo se inicie no estado i .
$\Phi(n)$	- matriz de probabilidade de transição, cujos elementos $\phi_{ij}(n)$ denotam a probabilidade de transição da gota de água, do estado i para o estado j , após n transições.
$\theta_i(0)$	- probabilidade de que processo se inicie no estado i .
Λ^{-1}	- matriz dos tempos médios de permanência.
Ω	- ordem da bacia.
$\omega_i(\tau)$	- função densidade dos tempos de espera.
$\delta(t - a)$	- função Delta de Dirac.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGC	- Instituto Geográfico e Cartográfico
DAEE	- Departamento de Águas e Energia Elétrica
DNE	- Departamento Nacional de Estradas
fd	- Função densidade acumulada
fdp	- Função densidade de probabilidade
HU	- Hidrograma Unitário Curvilíneo
HUI	- Hidrograma Unitário Instantâneo
HUIG	- Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico
HUG	- Hidrograma Unitário Geomorfológico
HUGC	- Hidrograma Unitário Geomorfoclimático
HUO	- Hidrograma Unitário Observado
HUT	- Hidrograma Unitário Triangular
HUTSCS	- Hidrograma Unitário Triangular do Soil Conservation Service
HUR	- Hidrograma Unitário Sintético Regionalizado de Reda

RESUMO

Na tentativa de analisar e avaliar metodologias de previsão de respostas hidrológicas de pequenas bacias hidrográficas, é estudada uma metodologia para gerar o Hidrograma Unitário Geomorfológico (HUG), o qual se baseia na geomorfologia da bacia. São analisadas diferentes formas de se determinar os parâmetros do modelo HUG, usando diferentes escalas de mapas topográficos. Também são avaliados os efeitos da variação de parâmetros do modelo como, por exemplo, a variação da velocidade de escoamento. Para este estudo foram utilizadas três bacias do Estado de São Paulo, com áreas de 38, 67 e 184 km².

Partindo da análise dos mapas topográficos foram calculados os parâmetros do modelo. Das medidas topográficas foram obtidos os parâmetros do modelo geomorfológico de Rodrigues-Iturbe e Valdés, tais como as probabilidades da gota de água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i e as probabilidades de transição de uma partícula de água de um canal de ordem i para outro de ordem j . Também foi analisada a alternativa de se considerar o valor da velocidade a montante ou não.

Foram gerados os hidrogramas de saída, que posteriormente foram comparados com os Hidrogramas Unitários Médios Observados e com os Hidrogramas Unitários (HU) calculados usando os métodos do HU Triangular Geomorfoclimático, o método do HU Triangular do Soil Conservation Service e o método do HU Sintético Regionalizado de Reda. Conclui-se, neste estudo, que o método do HU Regionalizado foi o que apresentou o HU mais próximo do HU observado.

Para este estudo, inicialmente, foram utilizados mapas topográficos na escala de 1:50000 e posteriormente nas escalas 1:250000 e 1:10000. Conclui-se que não se deve escolher grandes escalas para bacias com pequenas áreas, pois muitos detalhes da rede de drenagem são perdidos, comprometendo assim uma análise mais apurada. Também não se deve escolher escalas muito baixas, pois além de implicar mais complexidade em riqueza de detalhes não melhorou o resultado.

Com relação ao efeito de escala conclui-se que os valores que mais se aproximaram dos observados foram obtidos utilizando-se a escala de 1:50000.

ABSTRACT

A methodology is proposed to analyse and evaluate hydrologic response prediction of small hydrographic basins. The IHUG was generated based on the basin geomorphology. The model's parameters were analysed using different topographic maps scales. The effects of variation of model's parameters such as, the variation of runoff velocity were also evaluated. The case studies comprehend three hydrographic basins from São Paulo States with 38, 67 and 184 km² respectively.

Exploring the concepts presented by Rodrigues-Iturbe and Valdés (1979) on a new methodology of rainfall-runoff transformation, the present work employed the basin geomorphologic patterns for determining the majority of model parameters based on topographic maps measurements. The parameters of the Rodrigues-Iturbe and Valdés geomorphologic transformation model such as, transitions probabilities of a water drop from a channel to another of higher order and the probabilities of the drop falling in a area contributing to a channel of given order were also obtained.

The generated hydrographs were compared to the observed ones. The model is meaningful of obtaining basin's response from physical characteristics.

The topographic maps had 1:50,000, 1:250,000 and 1:10,000 scales. On high scales drainage networks details are lost, and low scales didn't improve the results. The results, that were approximated to the observed values, were obtained with 1:50,000 scale.

1 - INTRODUÇÃO

Este trabalho faz parte de um estudo sobre os métodos de determinação das vazões de enchentes em pequenas bacias rurais sem medições de vazões ou com dados esparsos.

Considerando a grande dificuldade de se obter dados de vazão para pequenas bacias hidrográficas, os métodos e fórmulas, geralmente empregados, utilizam dados de precipitação, que são normalmente encontrados.

Dentre as alternativas atualmente disponíveis para transformação de chuva em vazão, um dos métodos mais tradicionais e de fácil utilização é o do Hidrograma Unitário (HU), inicialmente proposto por SHERMAN(1932) e, posteriormente, aperfeiçoado por BERNARD et al.(1949). Baseia-se em determinadas propriedades do hidrograma de escoamento superficial. O conceito de Hidrograma Unitário tornou-se largamente aceito como uma das mais eficientes e poderosas ferramentas para a Hidrologia. A versatilidade do HU encontra-se nas suposições simplificadoras de que a bacia hidrográfica comporta-se como um sistema linear e invariante no tempo, permitindo, assim, a avaliação de uma função de resposta constante. A função de resposta matematicamente mais acessível é aquela resultante de chuva em forma de um impulso unitário e é chamada de Hidrograma Unitário Instantâneo(HUI). Tendo-se o HUI, para uma dada chuva, a correspondente vazão de escoamento superficial pode então ser estimada usando-se a denominada transformação de convolução.

Modelos conceituais dos mais variados tipos são propostos para representar o HUI. Estes modelos podem ser de simulação matemática ou analogia física. A maior falha dos modelos conceituais está relacionado com a imposição da estrutura interna da bacia, ou seja, sem considerar sua estrutura geomorfológica.

Atualmente os hidrólogos têm tentado relacionar a resposta hidrológica da bacia às suas características geomorfológicas usando diferentes hipóteses para modelar o efeito de amortecimento na rede de drenagem. Estas tentativas são geralmente aproximações

estatísticas e têm tido relativo sucesso na determinação da resposta de uma bacia particular com determinadas propriedades.

RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979) introduziram o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico, o qual renovou a pesquisa em hidromorfologia. Estes autores desenvolveram uma nova concepção para o HUI com base em conceitos probabilísticos. O HUI é interpretado como a função de densidade de probabilidade (fdp) do tempo de viagem de uma gota de água que cai em um determinado ponto da bacia. O tempo de viagem é o intervalo de tempo entre o instante em que a gota cai na bacia até o momento em que ela sai da mesma. Os autores assumem que a fdp dos tempos de viagem nos canais é exponencial. O HUI resultante é o chamado Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico(HUIG). Esses autores conseguiram expressar várias probabilidades e parâmetros incorporados na análise por eles proposta, em termos de parâmetros geométricos representativos da geomorfologia de uma dada bacia e do que denominaram de velocidade média V do escoamento no sistema fluvial. A partir deste estudo, abriram-se as fronteiras para investigações no campo da hidrogeomorfologia. Assim sendo, vários outros hidrólogos propuseram modificações e melhorias nestas teorias pioneiras.

RODRIGUES-ITURBE et al.(1982) propuseram que a velocidade média de escoamento V deve ser uma função da intensidade e duração da chuva efetiva e eliminaram V dos resultados, propondo o Hidrograma Unitário Triangular Geomorfoclimático(HUGC).

BETTINE(1984), no Brasil, desenvolveu um trabalho implementando o modelo geomorfológico proposto por RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS (1979) sugerindo que o modelo oferece um meio eficaz para gerar respostas de bacias, mas teceu considerações sobre a necessidade de um estudo mais aprimorado a respeito da natureza da velocidade para permitir uma aplicação mais eficiente da metodologia geomorfológica.

A aplicação do método do HUIG está ligada a solução de diversos problemas, desde a determinação da capacidade de estruturas hidráulicas em sua fase de projeto, até a previsão de escoamento direto a curto prazo para auxiliar na operação das mesmas.

Levando-se em consideração que a manifestação da não linearidade seja bem maior em pequenas bacias e partindo-se da conclusão de GUPTA et al. (1980), de que o modelo linear poderia não ser válido para as mesmas, escolheu-se três das menores bacias analisadas por GENOVEZ(1991).

Para a aplicação do método, e análise do efeito da escala do mapa da bacia, utilizaram-se três bacias hidrográficas nas escalas 1:10000, 1:50000 e 1:250000. Foram estudadas as bacias do Ribeirão Palmital, do Ribeirão Pirapitingui e do Ribeirão Claro com áreas de 38 , 67 e 184 km², respectivamente. Todas as bacias localizam-se no Estado de São Paulo.

Os parâmetros obtidos pelo método, posteriormente, foram substituídos em um programa computacional com o intuito de se obter o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico(HUIG) para várias velocidades V . A partir dos HUIGs foram obtidos os Hidrogramas Unitários Geomorfológicos(HUGs), os quais foram comparados com os Hidrogramas Unitários Médios Observados(HUO) e com os calculados usando-se os métodos do HU Geomorfoclimático(HUGC), do HU Triangular do Soil Conservation Service(HUSCS) e do HU Sintético Regionalizado de Reda(HUR). Além disso estudou-se a influência da velocidade a montante dos trechos dos rios. Para tanto foi desenvolvido um programa computacional que considera o valor dessa velocidade. Essa velocidade é desprezada em vários estudos, por se considerar que o tempo gasto pela gota de água para percorrer este trecho é pequena e portanto tem pouca influência no tempo total de viagem da gota d'água. Mas, BRÁS(1990) argumenta que mesmo sendo pequena a distância a ser percorrida nestas áreas, como a velocidade do escoamento superficial no trecho é baixa, pode resultar em um tempo significativo.

Partindo-se do pressuposto que essas metodologias possuem um grande potencial para serem utilizadas em bacias hidrográficas sem registro de dados, particularmente no Brasil, em face da sua grande extensão territorial, no presente trabalho procura-se explorar os conceitos e testar conclusões a respeito dos parâmetros apresentados por RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS (1979).

1.1 - Objetivos

Este trabalho tem como objetivo:

- a) Analisar as diferentes maneiras de se obter os parâmetros do modelo do HUIG.
- b) Analisar a influência do valor da velocidade a ser adotada nas áreas a montante dos trechos do rio e da velocidade média na bacia.
- c) Estudar qual o efeito da escala do mapa da bacia hidrográfica a ser utilizada neste estudo.
- e) Avaliar os Hidrogramas Unitários Geomorfológico(HUG) e Geomorfoclimático(HUGC), os quais serão comparados com os Hidrogramas Unitários obtidos através dos métodos do Soil Conservation Service(HUSCS), a partir de equações regionalizadas(HUR) e com Hidrogramas observados na bacia (HUO).

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Geomorfologia Quantitativa

A bacia contribuinte ou bacia de drenagem de um curso de água, é a área receptora da precipitação que alimenta parte ou todo o escoamento do curso de água e de seus afluentes. Os limites de uma bacia contribuinte são definidos pelos divisores de água ou espigões que a separam das bacias adjacentes. Uma bacia contribuinte tem um único despejo, que é um ponto no qual o curso de água corta o divisor.

Os estudos hidrológicos mostram que há uma diferença marcante entre a pequena e a grande bacia de drenagem que, não depende exclusivamente do seu tamanho. Para uma pequena bacia de drenagem, os caudais são principalmente influenciados pelas condições climáticas da localidade, condições físicas do solo e da cobertura vegetal sobre a qual o homem tem algum controle. Portanto, no seu estudo hidrológico é dada maior atenção à própria bacia. Para uma bacia grande, o efeito do armazenamento no leito do curso de água torna-se muito pronunciado, de tal modo que nela predomina o estudo hidrológico do curso de água efetuando-se medidas diretas dos caudais em pontos determinados e estudos estatísticos das vazões, os quais são muitas vezes estendidos e extrapolados. No caso das bacias pequenas, ao contrário das bacias grandes, as medidas diretas não têm valor significativo porque o homem, alterando no tempo as condições físicas da cobertura do solo, por onde a água se escoar, modifica as condições de escoamento independentemente de variações dos fatores climáticos locais. Usando-se unicamente o tamanho da bacia como critério para classificá-la como grande ou pequena, pode o projetista incorrer em erros, pois frequentemente, duas bacias do mesmo tamanho podem se comportar de modo inteiramente diverso sob o ponto de vista hidrológico.

Os processos de formação e movimento de cheias, estão diretamente ligados aos elementos geomorfológicos das bacias contribuintes. Na pesquisa dos métodos de cálculo de

cheias é necessário, além da simples descrição qualitativa, o estabelecimento de expressões quantitativas dos elementos geomorfológicos das bacias contribuintes naturais. Isto implica no seu estudo minucioso e na possibilidade de expressá-los através de fórmulas matemáticas.

Pode-se visualizar a transformação de chuva em uma dada bacia hidrográfica, como sendo o retardamento que as frações de água sofrem ao se escoar, por diversos caminhos, no sistema natural de drenagem.

A diversidade de disposição de canais de várias magnitudes nas redes de drenagem é descrita quantitativamente através de parâmetros geomorfológicos relacionados com o número de canais, suas áreas e comprimentos. A importância da análise quantitativa da rede de canais é comentada por SMART(1972), que considera conveniente a escolha de uma unidade básica para estudo. Essa unidade é definida como sendo um conjunto de canais todos situados acima de um dado ponto da rede, ou seja, todos os canais que contribuem para a descarga no referido ponto. Um sistema de drenagem, hipotético, pode ser visualizada como mostra a Figura 1.

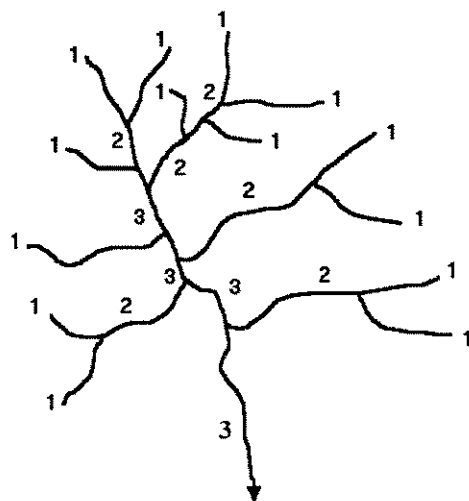


FIGURA 1 - Sistema de drenagem com 14 fontes. Os números representam a ordem dos canais (Smart,1972)

Os estudos de HORTON(1932), citado por CHOW(1964) transformaram consideravelmente a descrição quantitativa das redes naturais de drenagem nas bacias hidrográficas. Propondo um método de classificação de canais por ordem, método este que foi modificado posteriormente por STRAHLER(1950), HORTON(1932) estabeleceu as

famosas leis de composição de drenagem. O comprimento médio do canal de ordem w_i é definido como:

$$\bar{L}_{w_i} = \frac{\sum_i L_{i,w_i}}{N_{w_i}} \quad (2.1)$$

Sendo L_{i,w_i} o comprimento do i -ésimo canal de ordem w_i e N_{w_i} o número de canais de ordem w_i .

As equações quantitativas das leis de Horton são:

- Lei dos números de canais:

$$R_B = \frac{N_{w-1}}{N_w} \quad (2.2)$$

- Lei dos comprimentos dos canais:

$$R_L = \frac{\bar{L}_w}{\bar{L}_{w-1}} \quad (2.3)$$

- Lei das áreas de drenagem :

$$R_A = \frac{\bar{A}_w}{\bar{A}_{w-1}} \quad (2.4)$$

no qual w representa a ordem do canal, com $w = 2, 3, \dots, \Omega$, sendo Ω a ordem da bacia, \bar{A}_w é a área média total das sub-bacias de ordem w , N_w é o número de canais de ordem w e \bar{L}_w é o comprimento médio de todas as correntes de ordem w . Estas leis podem ser representadas graficamente no que é comumente conhecido como diagrama de Horton,

sendo que $\ln N_w$, $\ln \bar{L}_w$, e $\ln \bar{A}_w$ são plotados contra w . Uma progressão geométrica exata é representada por uma linha reta sobre os pontos plotados. R_B é determinado encontrando-se a linha que passa por $(\Omega, 1)$ e que proporciona o melhor ajuste aos pontos no Diagrama de Horton. A declividade desta linha é $-\ln R_B$. A razão de comprimentos de canais, R_L , é encontrada de maneira similar, exceto que a linha que proporciona o melhor ajuste não passa através de um ponto particular e a declividade desta linha é $\ln R_L$. De modo análogo obtém-se $\ln R_A$. R_B e R_L são parâmetros adimensionais e são constantes características da rede particular. Observe que a equação (2.2) se refere a estrutura topológica da rede enquanto a equação (2.3) refere-se a sua estrutura geométrica. Os valores de R_B e R_L de Strahler usualmente estão no intervalo entre 3 e 5 e 1.5 e 3.5, respectivamente. Os valores de R_A de Strahler normalmente estão entre os valores 3 e 6.

2.2 - Método do Hidrograma Unitário (HU)

Uma chuva cuja distribuição no espaço e no tempo é perfeitamente definida, caindo sobre uma bacia de características definidas (aspecto geomorfológico, natureza do solo, cobertura vegetal, etc.) com condições hidrológicas e climáticas determinadas, dá lugar, necessariamente no local de saída da bacia de drenagem considerada, a um hidrograma bem definido. O estudo das características do hidrograma de um curso de água é feito observando e registrando as suas variações de vazão no decorrer do tempo. Graficamente, o resultado dessa operação é o traçado produzido durante o processo de deflúvio, que retrata as características do escoamento de um curso de água. Um hidrograma pode ser definido como a representação gráfica de suas variações de vazões dispostas em ordem cronológica.

A transformação chuva-vazão tem sua origem nos trabalhos realizado por SHERMAN (1932). O método baseia-se nos princípios da: a) Linearidade; b) Superposição e c) invariância no tempo.

Este método veio constituir uma nova metodologia de previsão de enchentes bastante difundida. É chamado de Hidrograma Unitário, porque é derivado de um hidrograma superficial resultante de uma unidade de chuva efetiva, uniformemente distribuída na área de drenagem e com intensidade uniformemente distribuída no tempo durante o intervalo de chuva.

2.3 - Método do Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI)

O conceito de Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI), citado por CHOW (1964), substitui o HU convencional por definir a resposta da bacia que independe da duração, visto que é a resposta da chuva unitária instantânea, conhecida em termos matemáticos como a função Delta de Dirac.

Diversos tipos de modelos conceituais têm sido propostos para representar o HUI. Estes modelos podem ser de simulação matemática ou analogia física, sendo todos eles compostos por componentes simulados, como por exemplo canais lineares, reservatórios lineares ou diagrama área-tempo.

Uma das primeiras tentativas em descrever o HUI de uma bacia simulada foi o modelo de NASH (1957), citado por CHOW (1964), que conceitua a bacia hidrográfica através de uma sucessão de reservatórios lineares. Este modelo foi representado matematicamente por uma distribuição Gama ou seja:

$$HUI(t) = \frac{1}{k(n_r - 1)!} \left(\frac{t}{k} \right)^{n_r - 1} \cdot e^{-t/k} \quad (2.5)$$

no qual HUI(t) representa o Hidrograma Unitário Instantâneo, K é a constante do reservatório ou coeficiente de armazenamento e n_r é o número de reservatórios.

Uma outra tentativa foi proposta por DISKIN(1964), citado por CHOW(1964), onde o modelo consistia basicamente em dois ramos paralelos de reservatórios lineares, onde um ramo era constituído de n_1 reservatórios lineares idênticos em série com coeficiente de armazenamento k_1 , e outro com n_2 reservatórios lineares idênticos em série com coeficiente de armazenamento k_2 . A entrada no primeiro ramo é α e no segundo é β sendo $\alpha + \beta = 1$. A equação do modelo é dada por:

$$HUI(t) = \frac{\alpha}{k_1 (n_1 - 1)!} \left(\frac{t}{k_1} \right)^{n_1 - 1} e^{-\frac{t}{k_1}} + \frac{\beta}{k_2 (n_2 - 1)!} \left(\frac{t}{k_2} \right)^{n_2 - 1} \cdot e^{-\frac{t}{k_2}} \quad (2.6)$$

2.4 - Método do Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG)

RODRIGUEZ-ITURBE e VALDÉS(1979) apresentaram uma teoria matemática que estabeleceu uma relação direta entre a estrutura geomorfológica de uma bacia hidrográfica e sua hidrologia. Tais estudos supõem que, no caso de uma precipitação efetiva uniformemente distribuída sobre a bacia, o Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) pode ser considerado como a derivada do volume acumulado e recebido na saída da bacia.

RODRIGUEZ-ITURBE e VALDÉS(1979) conceberam uma estrutura markoviana para a transição de uma partícula de um curso d'água de ordem menor para um de ordem maior em vários intervalos de tempo. Sendo o estado de uma partícula uma função do intervalo de tempo entre as transições e o número de transições necessárias para alcançá-lo, o processo de transições não é puramente markoviano; conseqüentemente, o modelo por eles formulado é semi-markoviano, no qual as probabilidades de transição foram estabelecidas supondo-se uma função densidade de probabilidade exponencial para os tempos entre transições, chamados de tempos de retenção.

O modelo do HUI foi expresso em função de três parâmetros λ_i , P_{ij} e θ_i sendo, λ_i os tempos médios de permanência de partículas em cursos de ordem i , θ_i a probabilidade de que o processo se inicie no estado i e P_{ij} as probabilidades de transição do estado i para o estado j . O estado é definido como a ordem da corrente onde se encontra a gota d'água no momento "t" quando a mesma se encontra em fase de escoamento sobre o terreno. Foi estabelecida uma relação direta entre os parâmetros λ_i , θ_i e P_{ij} e os parâmetros geomorfológicos R_A , R_B e R_L da bacia sob a suposição de que a velocidade média do escoamento superficial em uma bacia em qualquer tempo é constante em toda a rede de drenagem. Considerando-se uma bacia com um reservatório na saída, interessa saber a rapidez com que tal reservatório fica totalmente cheio, quando uma precipitação com certas características espaciais e temporais cair na bacia. Para simplificar a análise e ser possível generalizar os resultados, supõe-se que a precipitação seja constituída por uma unidade de chuva efetiva uniformemente distribuída e instantaneamente imposta sobre a bacia. Expressando-se graficamente este volume através do tempo, a curva obtida será a resposta acumulada da bacia, ou seja, a curva do volume total em relação com o tempo. Na Figura 2 representamos o gráfico volume em relação ao tempo.

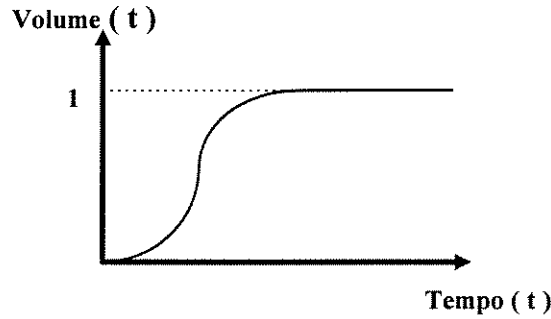


FIGURA 2 - Volume de chuva efetiva em relação ao tempo.

sendo:

$$Volume(t) = \int_0^t q(t)dt \Rightarrow \frac{dV(t)}{dt} = HUI(t) \quad (2.7)$$

Analizando a equação (2.7), observa-se que a derivada do volume no instante “t” nos dá o HUI naquele ponto. Uma outra maneira de analisar a situação anterior seria determinar a probabilidade com que uma gota de chuva escolhida ao acaso venha a alcançar a saída da bacia no momento “t”.

A descrição probabilística da rede de drenagem se realiza através de sua matriz de probabilidade de transição cuja expressão é dada por:

$$P = \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} & \cdots & p_{1N} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} & \cdots & p_{2N} \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots \\ p_{N1} & p_{N2} & p_{N3} & \cdots & p_{NN} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & p_{12} & p_{13} & \cdots & p_{1\Omega} & 0 \\ 0 & 0 & p_{23} & \cdots & p_{2\Omega} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & p_{3\Omega} & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

na qual P é a matriz de probabilidade de transição, P_{ij} é a probabilidade de que a gota de chuva faça uma transição do estado i para o estado j e Ω é a ordem da bacia. No entanto, a matriz dos elementos P não é suficiente para descrever o comportamento desejado da bacia,

porque não leva em consideração as características que influenciam a dinâmica da trajetória da gota até a saída, pois essa matriz representa o número de transições para se chegar a um certo estado e não o tempo entre estas transições, um elemento de grande importância para o processo de transformação.

O tempo de transições em uma bacia hidrográfica compreende vários intervalos de tempo, além disso este tempo depende da localização da gota, porque trechos diferentes de um rio na mesma bacia têm características dinâmicas diferentes. Esta localização é o estado característico em que se encontra a gota. A permanência em estados sucessivos deste processo semi-markoviano por sua vez está governado pelas probabilidades de transição de um processo de Markov. Desta forma, chama-se este processo de Markov Estruturado. A ordem dos canais percorridos pelas gotas de chuva durante as seguidas transições de estado, será determinada pelas probabilidades de transição P_{ij} do processo markoviano estruturado. O tempo τ_{ij} que a gota permanecerá no estado i antes de realizar a transição para o estado j , é uma variável aleatória que pode assumir qualquer valor positivo com uma função densidade de probabilidade $h_{ij}(\tau)$. O tempo de permanência (τ_i) da gota no estado i quando não se sabe qual será o seu próximo estado, é uma variável aleatória definida por uma função densidade dos tempos de espera $\omega_i(\tau)$ dada por:

$$\omega_i(\tau) = \sum_{j=1}^N P_{ij} \cdot h_{ij}(\tau) \quad (2.9)$$

sendo $h_{ij}(t)$ a função densidade de probabilidade do tempo de permanência da gota no estado i antes de passar para o estado j .

Supondo-se que:

a) Os tempos de permanência τ_{ij} sejam independentes do seu estado futuro, então:

$$\omega_i(t) = h_{ij}(t) \quad (2.10)$$

b) O tempo entre eventos pode ser descrito por uma função de densidade exponencial. Portanto, o tempo de permanência de uma gota em uma corrente de ordem i será dado por:

$$\omega_i(\tau) = \lambda_i \cdot e^{-\lambda_i \cdot \tau} \quad (2.11)$$

tendo-se uma função exponencial diferente para cada ordem de corrente.

O tempo médio $\bar{\tau}$ é dado por:

$$\bar{\tau} = \int_0^{\infty} \tau \omega_i(\tau) d\tau = \frac{1}{\lambda_i} \quad (2.12)$$

Portanto λ_i^{-1} será o tempo médio que uma gota de água permanecerá estado i levando-se em consideração seu tempo de permanência enquanto escoamento superficial e seu tempo de permanência durante sua passagem pelo canal.

O problema de obter-se o HUI consiste em determinar o vetor de probabilidade de estado $\Theta(n)$. Portanto têm-se:

$$\Theta(n) = \Theta(0) \cdot \Phi(n) = \Theta(0) \cdot P^n \quad (2.13)$$

sendo:

$\Theta(n)$ = vetor linha cujos elementos $\theta_i(n)$ dão as probabilidades que a gota de água se encontre no estado i no passo n ;

$\Phi(n)$ = matriz de probabilidade de transição, cujos elementos $\phi_{ij}(n)$ denotam a probabilidade de transição da gota de água do estado i para o estado j após n transições;

$\Theta(0)$ = representa o vetor linha de probabilidades de estado inicial cujos elementos $\theta_i(0)$ dão a probabilidade de que o processo se inicie no estado i .

A matriz dos tempos médios de permanência é Λ^{-1} , sendo:

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_3 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & & & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & & 0 \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

Definindo-se a matriz de taxa de transições por:

$$A = \Lambda (P - I) \quad (2.15)$$

Obtém-se:

$$A = \begin{bmatrix} -\lambda_1 \cdot \sum_{j>1} P_{1j} & \lambda_1 \cdot P_{12} & \lambda_1 \cdot P_{13} & \cdots & 0 \\ 0 & -\lambda_2 \cdot \sum_{j>2} P_{2j} & \lambda_2 \cdot P_{23} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

Logo, a matriz de probabilidades de intervalos de transição será:

$$\Phi(t) = e^{At} \quad (2.17)$$

com :

$$e^{At} = I + A \cdot t + \left(\frac{A^2 \cdot t^2}{2!} + \cdots \right)$$

O objetivo final é a matriz de probabilidades do estado $\theta(t)$ cujos elementos $\theta_i(t)$ dão a probabilidade de que a gota ocupe o estado i no instante t . Assim sendo, interessa-nos

apenas o último termo de vetor linha $\theta(t)$ que dá a probabilidade que a gota se encontre no recipiente de saída da bacia no instante t , portanto:

$$\theta(t) = \theta(0) \Phi(t) \quad (2.18)$$

no qual $\theta(0)$ representa o vetor linha de probabilidades de estado inicial cujos elementos $\theta_i(t)$ dão a probabilidade que o processo se inicie no estado i .

HOWARD(1971) mostra que a transformada exponencial de (2.18) é dada por:

$$\Phi^e(t) = [SI - A]^{-1} \quad (2.19)$$

Calculando-se $[SI - A]$, obtém-se:

$$[SI - A] = \begin{bmatrix} s + \lambda_1 & -\lambda_1 \cdot p_{12} & -\lambda_1 \cdot p_{13} & 0 \\ 0 & s + \lambda_2 & -\lambda_2 & 0 \\ 0 & 0 & s + \lambda_3 & -\lambda_3 \\ 0 & 0 & 0 & s \end{bmatrix} \quad (2.20)$$

Usando-se o fato de que:

$$p_{14} = p_{24} = 0 \quad \text{e} \quad p_{23} = p_{34} = 1$$

Calculando-se a matriz inversa $[SI - A]^{-1}$ para uma bacia de terceira ordem, e escrevendo-se em forma de expansão em frações parciais, têm-se:

$$[SI - A]^{-1} = \frac{1}{S} [a_{ij}] + \frac{1}{S + \lambda_1} [b_{ij}] + \frac{1}{S + \lambda_2} [c_{ij}] + \frac{1}{S + \lambda_3} [d_{ij}] \quad (2.21)$$

A equação (2.21) é a expressão de $\Phi^e(t)$, e o intervalo de transições da matriz de probabilidades é obtida pela transformada inversa.

$$\Phi(t) = \begin{bmatrix} a_{ij} \end{bmatrix} + e^{-\lambda_1 \cdot t} \begin{bmatrix} b_{ij} \end{bmatrix} + e^{-\lambda_2 \cdot t} \begin{bmatrix} c_{ij} \end{bmatrix} + e^{-\lambda_3 \cdot t} \begin{bmatrix} d_{ij} \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

Como foi discutido em (18), interessa-nos apenas os termos da última coluna de $\Phi(t)$, denotada por $\phi_{i4}(t)$, onde $i = 1, 2, 3, 4$ para uma bacia de terceira ordem, sendo $N=4$ a saída da bacia ou seu estado de retenção. Esta coluna, quando multiplicada pelo vetor linha $\theta(0)$ de (2.18) produz $\theta_4(t)$, ou probabilidade de estado, para o estado 4. Isto nos leva a obter os termos seguintes:

$$a_{14} = 1; \quad a_{24} = 1; \quad a_{34} = 1; \quad a_{44} = 1;$$

$$b_{14} = \frac{\lambda_3(\lambda_2 - \lambda_1 p_{13})}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_1 - \lambda_3)}; \quad b_{24} = 0; \quad b_{34} = 0; \quad b_{44} = 0;$$

$$c_{14} = \frac{\lambda_1 \lambda_3 p_{12}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_3)}; \quad c_{24} = \frac{\lambda_3}{(\lambda_2 - \lambda_3)}; \quad c_{34} = 0; \quad c_{44} = 0;$$

$$d_{12} = \frac{\lambda_1 \lambda_2 - \lambda_1 \lambda_3 p_{13}}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_3)}; \quad d_{24} = \frac{\lambda_2}{(\lambda_3 - \lambda_2)}; \quad d_{34} = 1; \quad d_{44} = 0;$$

A probabilidade que a gota escolhida ao acaso no estado i ($i = 1, 2, 3, 4$) tenha alcançado a saída da bacia no tempo “t” é dada por:

$$\phi_{14} = a_{14} + b_{14} \cdot e^{-\lambda_1 \cdot t} + c_{14} \cdot e^{-\lambda_2 \cdot t} + d_{14} \cdot e^{-\lambda_3 \cdot t} \quad (2.23)$$

$$\phi_{24} = a_{24} + b_{24} \cdot e^{-\lambda_1 \cdot t} + c_{24} \cdot e^{-\lambda_2 \cdot t} + d_{24} \cdot e^{-\lambda_3 \cdot t} \quad (2.24)$$

$$\phi_{34} = a_{34} + b_{34} \cdot e^{-\lambda_1 \cdot t} + c_{34} \cdot e^{-\lambda_2 \cdot t} + d_{34} \cdot e^{-\lambda_3 \cdot t} \quad (2.25)$$

$$\phi_{44} = a_{44} + b_{44} \cdot e^{-\lambda_1 \cdot t} + c_{44} \cdot e^{-\lambda_2 \cdot t} + d_{44} \cdot e^{-\lambda_3 \cdot t} \quad (2.26)$$

Finalmente:

$$\begin{aligned} \phi_{14}(t) = 1 &+ \frac{\lambda_3(\lambda_2 - \lambda_1 \cdot P_{13})}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_1 - \lambda_3)} \cdot e^{-\lambda_1 \cdot t} + \frac{\lambda_1 \lambda_3 P_{12}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_2)} \cdot e^{-\lambda_2 \cdot t} \\ &+ \frac{\lambda_1 \lambda_2 - \lambda_1 \lambda_3 \cdot P_{13}}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_3)} \cdot e^{-\lambda_3 \cdot t} \end{aligned} \quad (2.27)$$

$$\phi_{24}(t) = 1 + \frac{\lambda_3}{(\lambda_2 - \lambda_3)} \cdot e^{-\lambda_2 \cdot t} + \frac{\lambda_2}{\lambda_3 - \lambda_2} \cdot e^{-\lambda_3 \cdot t} \quad (2.28)$$

$$\phi_{34}(t) = 1 - e^{-\lambda_3 \cdot t} \quad (2.29)$$

$$\phi_{44}(t) = 1 \quad (2.30)$$

É fácil observar que em todos os casos, quando $t \rightarrow \infty$, $\phi_{i4}(t) \rightarrow 1$, e quando $t \rightarrow 0$, $\phi_{i4}(t) \rightarrow 0$.

A probabilidade que a gota de água escolhida aleatoriamente alcance a saída da bacia no tempo “t” é dada por:

$$\theta_4(t) = \theta_1(0)\phi_{14}(t) + \theta_2(0)\phi_{24}(t) + \theta_3(0)\phi_{34}(t) + \theta_4(0)\phi_{44}(t) \quad (2.31)$$

com $\theta_4(0) = 0$

O HUI equivalente à função densidade de probabilidade de uma gota de água se encontrar no estado 4, é obtido derivando a probabilidade da equação (2.31).

$$HUI(t) = \frac{d\theta_4(t)}{dt} = \theta_1(0) \frac{d\phi_{14}(t)}{dt} + \theta_2(0) \frac{d\phi_{24}(t)}{dt} + \theta_3(0) \frac{d\phi_{34}(t)}{dt} \quad (2.32)$$

RODRIGUES - ITURBE E VALDÉS (1979), relacionaram os termos da equação acima com os números adimensionais de Horton. Qualquer que seja a ordem da bacia, existem dois termos que intervêm em:

$$\frac{d\phi_{in}(t)}{dt} \quad \text{que são } \lambda_i \text{ e } P_{ij}$$

A probabilidade de transição P_{ij} pode ser estimada pela frequência de ocorrência das transições $i \rightarrow j$.

GUPTA et al.(1980) deduziram uma representação matemática geral para o HUI de uma bacia em termos de sua geomorfologia, sem invocar a suposição da estrutura markoviana para as transições de partículas de água entre cursos de ordens diferentes. Propuseram uma relação explícita para o HUI na forma da seguinte equação:

$$HUI(t) = \sum_{s \in S} f_{x_i} * \dots * f_{x_k}(t) \cdot p(s) \quad (2.33)$$

Onde:

* : representa a operação convolução;

f_{x_i} : indica a função densidade de probabilidade do estado x_i ;

$p(s)$: representa a probabilidade de uma partícula seguir o caminho s

com $s = x_i \dots x_k$;

S : indica o conjunto de todos os caminhos possíveis.

Em vista da difícil determinação das funções de densidade de probabilidade (f_{x_i}) dos tempos de permanência das partículas, é necessário se fazer suposições à respeito da forma das mesmas. Supondo-se que as funções (f_{x_i}) possuam a forma exponencial em algum parâmetro x_i , é possível expressar a convolução de ordem k da seguinte forma.

$$f_{x_i} * \dots * f_{x_k}(t) = \sum_{j=1}^k C_{j,k} \cdot e^{-\lambda_{x_j} \cdot t} \quad (2.34)$$

No qual $C_{j,k}$, segundo Feller, citado em GUPTA et al. (1980), é dado por:

$$C_{j,k} = \frac{\lambda_1 \dots \lambda_{k-1}}{(\lambda_1 - \lambda_j) \dots (\lambda_{j-1} - \lambda_j)(\lambda_{j+1} - \lambda_j) \dots (\lambda_k - \lambda_j)} \quad (2.35)$$

Neste caso o HUI é dado por:

$$HUI(t) = \sum_{s \in S} \sum_{j=1}^k C_{j,k} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} \cdot p(s) \quad (2.36)$$

Além disso, GUPTA et al. (1980) obtiveram uma solução explícita para o HUI supondo-se f_{x_i} ser uniforme sobre o intervalo $0 \rightarrow \tau_{x_i}$, sendo τ_{x_i} o tempo que a partícula permanece no estado x_i . Em vez de levar em consideração a constância da velocidade, como fizeram RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979), estes autores preferiram definir um tempo médio de permanência na bacia. Os autores, após testes comparativos, envolvendo bacias com áreas diferentes, concluíram que o modelo geomorfológico linear poderia não ser válido para bacias hidrográficas com pequenas áreas.

RODRIGUES-ITURBE et al.(1982), baseando-se nos estudos desenvolvidos por RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979), apresentaram as expressões para a descarga de pico e o tempo de pico para o HUIG em função dos parâmetros geomorfológicos.

Também apresentaram a função densidade de probabilidade (fdp) do tempo de pico e da descarga de pico do HUI, analiticamente derivadas em função das características da chuva e dos parâmetros geomorfológicos. As características principais destas fdps são estudadas e

uma nova aproximação para a similaridade hidrológica é introduzida sob conceitos do HUI Geomorfoclimático. Para um dado conjunto de características geomorfoclimáticas e uma particular intensidade e duração de chuva, o pico e o instante do pico do HUI correspondente a estes valores podem ser facilmente determinados.

BETTINE (1984) utilizou os conceitos, inicialmente, propostos por RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979), ou seja, a metodologia para transformação de precipitação efetiva em vazão, a qual explora as informações sobre a estrutura geomorfológica das bacias. Aplicou o método para quatro bacias do estado de São Paulo, obtendo o HUI geomorfológico (HUIG) para cada uma das bacias. Aplicou o método para bacias de terceira ordem, fazendo uso do amortecimento e comparou os hidrogramas gerados pelo método, com e sem amortecimento, com hidrogramas obtidos a partir de dados coletados. Verificou que o modelo geomorfológico de vazões oferece um meio eficaz para se obter respostas de bacias a partir principalmente de suas características físicas. Há necessidade, entretanto, de melhor caracterizar o único parâmetro do modelo, ou seja, a velocidade de translação da água na rede de canais.

BRAS(1990), discute aspectos relacionados a uma bacia hidrográfica no que diz respeito ao desenvolvimento da rede de canais, à organização da rede de canais, à geometria dos canais, à morfologia das áreas próximas aos canais e finalmente à relação entre a resposta hidrológica e as características geomorfológicas da bacia. Esse autor descreve o método de Strahler de classificação dos canais pela ordem. Neste método, classificam-se os canais de acordo com o procedimento seguinte:

1. Canais que se originam numa nascente são definidos como de primeira ordem.
2. Quando dois canais de ordem W se encontram, um canal de ordem $W + 1$ é criado.
3. Quando dois canais de ordem diferente se encontram, o segmento de canal imediatamente a jusante é tomado como continuação do canal de maior ordem entre os dois que se encontraram.
4. A ordem de uma rede de canais ou bacia de drenagem é aquela de sua corrente de maior ordem. Na Figura 3 mostramos uma bacia de 4ª ordem.

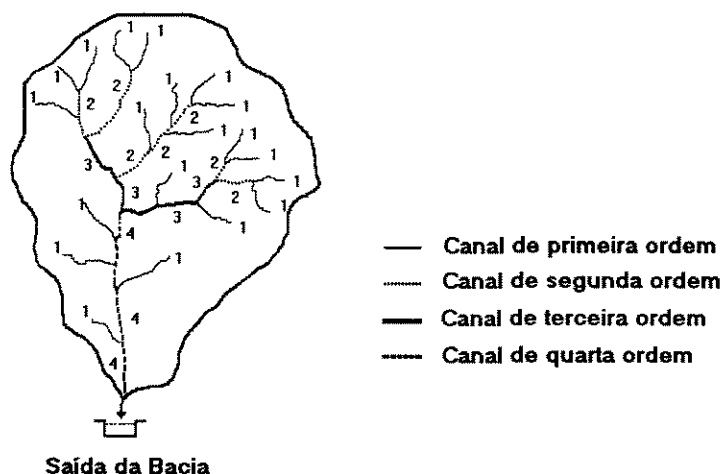


FIGURA 3 - Bacia de quarta ordem usando o sistema de ordenamento de Strahler

Com a finalidade de determinar o HUI da bacia considera-se a entrada no sistema como sendo composta de um volume unitário de um número infinito de gotas de água. A análise está baseada na viagem de uma gota d'água, escolhida aleatoriamente, através da bacia. A gota viaja através da bacia fazendo transições de trechos de rio de ordem mais baixa para aquele de ordem mais alta. A transição pode ser referida como uma mudança do estado, onde o estado é a ordem do trecho de rio onde a gota está viajando. Os estados do processo são definidos como sendo a região a montante do trecho do rio a_i ou o trecho do rio r_i de ordem i , onde a gota está localizada no tempo "t". A viagem da gota está governada pelas seguintes regras:

Regra 1: Quando a gota está ainda na área a montante do trecho do rio o estado a_i é da ordem do trecho do rio para o qual a gota se dirige.

Regra 2: As únicas transições possíveis fora do estado a_i são dentro dos correspondentes r_i . Dos estados r_i , transições da forma $i \rightarrow j (j = i + 1, \dots, \Omega)$, para qualquer $j > i$, são possíveis.

Regra 3: Definindo a saída da bacia como o estado $\Omega + 1$, o estado final da gota é $\Omega + 1$, do qual transições são impossíveis.

As regras acima definem um conjunto finito de caminhos possíveis que uma gota caindo aleatoriamente na bacia pode seguir para atingir a saída da mesma. Por exemplo, suponha que a bacia de interesse é de terceira ordem. Seu espaço amostral dos caminhos possíveis será dado por: $S = \{ s_1, s_2, s_3 \}$

sendo:

Caminho 1: $a_1 \rightarrow r_1 \rightarrow r_2 \rightarrow r_3 \rightarrow \text{saída}$

Caminho 2: $a_1 \rightarrow r_1 \rightarrow r_3 \rightarrow \text{saída}$

Caminho 3: $a_2 \rightarrow r_2 \rightarrow r_3 \rightarrow \text{saída}$

Caminho 4: $a_3 \rightarrow r_3 \rightarrow \text{saída}$

Uma gota de água é assumida sempre caindo numa área a montante de um trecho do rio, isto é, em um dos estados iniciais a_i dos caminhos. Há sempre uma transição da área a montante de um trecho do rio de ordem a_i para o trecho do rio de ordem r_i .

De acordo com GUPTA et al.(1980), a função densidade acumulada do tempo que a gota leva para viajar para a saída da bacia é dada por:

$$P(T_B \leq t) = \sum_{s \in S} P(T_s \leq t) \cdot p(s) \quad (2.37)$$

$$P(T_B \leq t) = \sum_{s \in S} F_{x_1} * F_{x_2} * \dots * F_{x_k}(t) \cdot p(s) \quad (2.38)$$

com $S = (x_1 \dots x_k)$

sendo o termo $P(\dots)$ a probabilidade do que se encontra entre parênteses. T_B é o tempo de viagem que a gota leva até a saída da bacia, T_s é o tempo de viagem no caminho s .

O tempo de viagem T_s em um caminho particular é $a_i \rightarrow r_i \rightarrow r_j \rightarrow \dots \rightarrow r_\Omega$, onde $i < j < \Omega$, deve ser igual à soma dos tempos de viagem nos trechos do caminho:

$$T_s = Ta_i + Tr_i + Tr_j + \dots + Tr_\Omega \quad (2.39)$$

no qual Ta_i é o tempo de viagem na área a montante do trecho do rio e Tr_i é o tempo de viagem no trecho de ordem i , onde $i \in \{1, \dots, \Omega\}$. Tendo as várias áreas a montante dos trechos dos rios e estes possuindo suas várias propriedades, os vários tempos são tomados como variáveis aleatórias com função densidade de probabilidade $f_{Ta_i}(t)$ ou $f_{Tr_i}(t)$, respectivamente. Portanto não há razão para não considerar os tempos como variáveis aleatórias independentemente distribuídas. A função densidade de probabilidade do tempo de viagem de todo o caminho T_s é então a convolução das funções densidades de probabilidades $f_{Ta_i}(t)$ e $f_{Tr_i}(t)$, correspondentes aos trechos do caminho s , dada por:

$$f_{T_s}(t) = f_{Ta_i}(t) * f_{Tr_i}(t) * f_{Tr_j}(t) * \dots * f_{Tr_\Omega}(t) \quad (2.40)$$

No seu trabalho inicial RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979) ignoraram o tempo de viagem nas áreas a montante dos trechos do rio em relação a todos os tempos que as gotas gastam na bacia. Portanto, das equações (2.39) e (2.40) resulta:

$$T(s) = Tr_i + Tr_j + \dots + Tr_\Omega \quad (2.41)$$

$$f_{T_s}(t) = f_{Tr_i}(t) * f_{Tr_j}(t) * \dots * f_{Tr_\Omega}(t) \quad (2.42)$$

A probabilidade de seguir um dado caminho s é dado por:

$$p(s) = \theta_i(0) \cdot P_{ij} \cdot P_{jk} \dots P_{l\Omega} \quad (2.43)$$

sendo $\theta_i(0)$ a probabilidade que a gota comece a sua viagem em uma área a montante do trecho do rio que segue para um trecho do rio de ordem i . Observa-se que devido a Regra 1, uma gota inicialmente caindo em uma área a qual drena para um trecho de rio de ordem i , vai para o trecho de ordem i com probabilidade igual a 1. RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979) mostram que a probabilidade do estado inicial $\theta_i(0)$ e as probabilidades de transição P_{ij} são funções somente da geomorfologia e da geometria da bacia do rio. A interpretação física das probabilidades é a seguinte:

$$\theta_i(0) = \frac{\text{área total que drena diretamente para um trecho de ordem } i}{\text{área total da bacia}} \quad (2.44)$$

no qual: $\sum_i^N \theta_i(0) = 1$

$$P_{ij} = \frac{n^o \text{ de correntes de ordem } i \text{ que drenam para ordem } j}{n^o \text{ total de correntes de ordem } i} \quad (2.45)$$

sendo que, para cada valor de $i = 1, 2, \dots, N \Rightarrow \sum_{j=1}^N P_{ij} = 1$

Os parâmetros $\theta_i(0)$ e P_{ij} podem ser aproximados através de funções dadas por GUPTA, citadas em BRÁS(1990) que envolvem os números de Horton.

A função densidade de probabilidade para o tempo de viagem da gota em uma bacia $P(T_B \leq t)$ pode ser totalmente definida em termos das propriedades geomorfológicas da bacia e a função de probabilidade $f_{T_r}(t)$ corresponde ao tempo de viagem de uma gota em um dado canal T_r . Como anteriormente, o HUI é definido como sendo a função densidade de probabilidade T_B e portanto:

$$HUI_B(t) = \frac{d}{dt} P(T_B \leq t) = \sum f_{T_{r_i}}(t) * \dots * f_{T_{r_\Omega}}(t) \cdot p(s) \quad (2.46)$$

sendo $f_{T_r}(t)$ a função densidade de probabilidade de T_r .

Em resumo, o HUI é função da probabilidade que uma gota caia inicialmente em uma área que drena para um canal de dada ordem, das probabilidades de transição de um trecho do rio de uma dada ordem para outro (que são funções das características geomorfológicas da bacia, R_A e R_B) e da distribuição de probabilidade do tempo de viagem em um trecho do rio de dada ordem. As probabilidades inicial e de transição fornecem uma descrição probabilística da rede de drenagem e uma ligação entre geomorfologia quantitativa e hidrologia. Uma questão crítica para esta teoria é a hipótese usualmente feita para cada $f_{T_i}(t)$ na equação (2.42). RODRIGUES -ITURBE e VALDÉS(1979) introduziram a idéia de que o tempo de viagem num canal de ordem i obedece uma função densidade de probabilidade exponencial dada por:

$$f_{T_i}(t) = \lambda_i e^{-(\lambda_i \cdot t)} \quad (2.47)$$

sendo λ_i um parâmetro de unidades t^{-1} , característica dos canais de ordem i . Como $1/\lambda_i$ é também a média do tempo de viagem da distribuição acima, RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979) sugeriram estimar λ_i como;

$$\lambda_i = \frac{V}{L_i} \quad (2.48)$$

sendo V a velocidade característica, o parâmetro dinâmico, e L_i o comprimento de todas as correntes de ordem i . Foi assumido que V era a mesma em qualquer lugar da bacia em qualquer tempo.

ALLAM(1990) utilizou uma metodologia para estimar o hidrograma para uma bacia hidrográfica sem dados da região árida do Sinai-Egito. A metodologia é baseada no Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG). Mostrou os erros que se cometem no cálculo dos parâmetros $\theta_i(0)$ e P_{ij} quando são utilizadas as fórmulas propostas por Gupta para determinação dos mesmos. Discutiu o problema que se enfrenta no momento de se adotar uma velocidade para o escoamento na rede de canais. Sabe-se que a velocidade varia para cada ordem de canal e de instante para instante, no entanto, como concluiu RODRIGUES -ITURBE e VALDÉS(1979), a adoção de uma velocidade variante ao longo do

tempo tornaria o método complicado, inviabilizando-o. Segundo PILGRIM, citado em ALLAM(1990), a velocidade pode ser assumida constante para todas as ordens do canal.

Baseados na metodologia de RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979), GENOVEZ et al.(1996) deduziram as equações para uma bacia de 4ª ordem, como mostramos nas equações (2.49) à (2.57), onde R_A , R_B e R_L estão definidos pelas equações (2.2), (2.3) e (2.4). No entanto, estas equações não são a melhor maneira de se obter os $\theta_i(0)$ e os P_{ij} pois conduzem a erros que podem ser evitados através do cálculo direto destes parâmetros nos mapas topográficos.

$$P_{12} = (R_B^3 + 2R_B^2 - 2) / (2R_B^3 - R_B) \quad (2.49)$$

$$P_{13} = (R_B^3 - 2R_B^2 - R_B + 2) / (4R_B^3 - 2R_B^2 - 2R_B + 1) \quad (2.50)$$

$$P_{14} = (R_B^4 - 3R_B^3 + R_B^2 + 3R_B - 2) / (4R_B^4 - 2R_B^3 - 2R_B^2 + R_B) \quad (2.51)$$

$$P_{23} = (R_B^2 + 2R_B - 2) / (2R_B^2 - R_B) \quad (2.52)$$

$$P_{24} = (R_B^2 - 3R_B + 2) / (2R_B^2 - R_B) \quad (2.53)$$

$$\theta_1(0) = R_B^3 / R_A^3 \quad (2.54)$$

$$\theta_2(0) = R_B^2 / R_A^2 - R_B^2 / R_A^2 ((R_B^3 + 2R_B^2 - 2) / (2R_B^2 - 1)) \quad (2.55)$$

$$\theta_3(0) = R_B / R_A - R_B / R_A^2 (R_B^2 + 2R_B - 2 / 2R_B - 1) - R_B / R_A^3 ((R_B^5 - 2R_B^4 - R_B^3 + R_B^2) / (4R_B^3 - 2R_B^2 - 2R_B + 1)) \quad (2.56)$$

$$\theta_4(0) = 1 - R_B / R_A - (1 / R_A^2) ((R_B^3 - 3R_B^2 + 2R_B) / (2R_B - 1)) + -(1 / R_A^3) ((R_B^6 - 3R_B^5 + R_B^4 + 3R_B^3 - 2R_B^2) / (4R_B^5 - 2R_B^4 - 2R_B + 1)) \quad (2.57)$$

Para evitar erros no cálculo de P_{ij} e $\theta_i(0)$, os valores exatos têm sido calculados diretamente da rede de canais do mapa da bacia, fazendo-se uso das equações (2.44) e (2.45) respectivamente.

2.5 - Método do Hidrograma Unitário Triangular (HUT)

A equação (2.46) é completamente analítica, mas é uma expressão complicada para o Hidrograma Unitário Instantâneo $HUI_B(t)$. RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS(1979) sugeriram que é adequado assumir um HUI triangular e somente especificar o tempo de pico e o pico do HUI, gerando uma expressão simples obtida por regressão do pico e do tempo de pico da solução analítica da equação (2.46) para uma larga faixa de parâmetros. Mediante um complexo desenvolvimento matemático e probabilístico os autores chegaram a expressão da vazão de pico q_p e do tempo de pico t_p , do HUI, em função da velocidade de fluxo e dos parâmetros geomorfológicos da rede de drenagem.

$$q_p = \left(\frac{1,31}{L_\Omega} \right) \cdot R_L^{0,43} \cdot V \quad (2.58)$$

e admitindo-se que: $\frac{R_B}{R_A} \leq 0,8$

$$t_p = \left(0,44 \cdot \frac{L_\Omega}{V} \right) \cdot \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0,55} \cdot R_L^{-0,38} \quad (2.59)$$

no qual L_Ω é o comprimento em quilômetros do trecho do rio de mais alta ordem e V é a velocidade de pico em metros por segundo. O pico q_p é dado em unidades do inverso da hora e t_p em horas. A dificuldade com as equações propostas acima está na dependência da velocidade do pico V . Este parâmetro é estimado subjetivamente.

2.6 - Método do Hidrograma Unitário Geomorfoclimático (HUGC)

O desenvolvimento da teoria do Hidrograma Unitário Geomorfoclimático(HUGC) tem como fundamento duas etapas distintas. A primeira está relacionada com a descoberta dos vínculos entre os parâmetros da geomorfologia quantitativa, tais como os que são deduzidos das leis de HORTON(1964), com o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico(HUIG). Na segunda etapa, busca-se uma relação entre um parâmetro dinâmico do enfoque geomorfológico prévio, como a velocidade do fluxo, com as características da tempestade que produz o hidrograma, refletidas através da intensidade líquida e da duração da mesma. Com este passo se acopla, a variável climática ao enfoque anterior gerando, assim, o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfoclimático(HUIGC).

RODRIGUES-ITURBE et al.(1982) propuseram que V deve ser uma função da intensidade e duração da chuva efetiva e eliminaram V dos resultados, propondo o denominado Hidrograma Unitário Geomorfoclimático (HUGC) com as seguintes equações:

$$q_p = 0,871 / \Pi_i^{0,4} \quad (2.60)$$

$$t_p = 0,585 \cdot \Pi_i^{0,4} \quad (2.61)$$

No qual Π_i representa o parâmetro do HUIGC para a tempestade dada e é igual a:

$$\Pi_i = \frac{L_{\Omega}^{2,5}}{i_r \cdot A_{\Omega} \cdot R_L \cdot \alpha_{\Omega}^{1,5}} \quad (2.62)$$

Aqui, α_{Ω} representa o parâmetro cinemático para o curso de maior ordem e é igual a:

$$\alpha_{\Omega} = (n \cdot b_{\Omega}^{2/3})^{-1} \cdot S_{\Omega}^{1/2} \quad (2.63)$$

sendo:

i_r , a intensidade média da chuva efetiva. A equação (2.63) é a equação de Manning para um canal retangular com grande largura. Nesta equação b_Ω e S_Ω são a largura e a declividade média do canal de maior ordem e n é o coeficiente de rugosidade do canal.

Assumindo um HUI triangular com características q_p e t_p e fazendo a convolução do mesmo com uma precipitação uniforme de intensidade i_r e duração t_r , chega-se as seguintes equações:

$$q_p = 2,42 \cdot i_r \cdot A_\Omega \cdot t_r / \Pi_i^{0,4} \cdot (1 - 0,218 \cdot t_r / \Pi_i^{0,4}) \quad (2.64)$$

$$t_p = 0,585 \cdot \Pi_i^{0,4} + 0,75 \cdot t_r \quad (2.65)$$

As equações (2.64) e (2.65) permitem calcular q_p e t_p sem a necessidade de efetuar-se a convolução. Na verdade, desde que o HUIG é dependente de i_r , ele se separa das hipóteses de linearidade da teoria tradicional.

2.7 - Método do Hidrograma Unitário Sintético Regionalizado para Bacias Rurais do Estado de São Paulo segundo Reda (HUR).

REDA(1985) propõe um método para a determinação do Hidrograma Unitário Sintético, a partir das características fisiomorfológicas da bacia, regionalizado para o Estado de São Paulo. No estudo utilizou registros de precipitação e vazão de 8 pequenas bacias rurais paulistas, instrumentadas, pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE), numa média de 9 enchentes por bacia estudada(REDA e BRAGA, 1987). Segundo REDA(1985), observou-se uma maior significância e correlação das fórmulas obtidas por regressão com os dados de 7 bacias, sem considerar a bacia do posto 3C-2R. Desta forma, o resultado final da regressão não utiliza os dados daquele posto. Foram estudadas várias enchentes, tendo sido obtido o Hidrograma Unitário para cada uma delas e efetuando-se em seguida a determinação do Hidrograma Unitário Médio de cada bacia. Em seguida, por regressão linear, foram pesquisadas fórmulas relacionando o formato do Hidrograma Unitário

às características fisiomorfológicas da bacia. As fórmulas propostas se mostram mais representativas para bacias rurais entre 30 e 300 Km², localizadas no Estado de São Paulo. A área das bacias hidrográficas utilizadas variou de 38 a 406 Km². A partir da análise desenvolvida, as fórmulas mais significativas citadas em REDA(1985) foram:

$$t_p = 0,00276.L^{1,724}.S_H^{-0,470} \quad (R^2 = 0,919) \quad (2.66)$$

$$t_p = 0,0103.A^{0,773}.S_H^{-0,567} \quad (R^2 = 0,927) \quad (2.67)$$

$$q_p = 0,231.A^{1,094}.t_p^{-1,167} \quad (R^2 = 0,982) \quad (2.68)$$

$$t_{50} = 0,00307.A^{0,799}.S_H^{-0,75} \quad (R^2 = 0,925) \quad (2.69)$$

$$t_b = 0,0369.A^{0,780}.S_H^{-0,551} \quad (R^2 = 0,960) \quad (2.70)$$

sendo:

t_p - o tempo de pico (em horas);

t_b - o tempo de base (em horas);

q_p - a vazão de pico (em m³/s.mm);

t_{50} - a largura do HU na ordenada equivalente a 50% de q_p (em horas);

A - a área da bacia dada em km²;

L - o comprimento do talvegue, tendo a mesma unidade de ΔH_i ;

R^2 - o coeficiente de determinação;

S_H - a média harmônica das declividades de vários trechos iguais em que se divide o talvegue principal da bacia hidrográfica, obtida de:

$$S_H = [(1/n_t) \sum_{i=1}^{n_t} (1/S_i)]^{-2}, \text{ com } S_H \text{ adimensional.} \quad (2.71)$$

no qual:

$S_i = \Delta H_i / (L/n_t)$ sendo: S_i a declividade do trecho i (adimensional);

ΔH_i é o desnível no i -ésimo trecho do talvegue, com a mesma unidade que L ;

n_t é o número de trechos em que foi dividido o talvegue principal (geralmente $n_t = 10$)

Na Figura 4 são representados os parâmetros do Hidrograma Unitário para o método de Reda (1985).

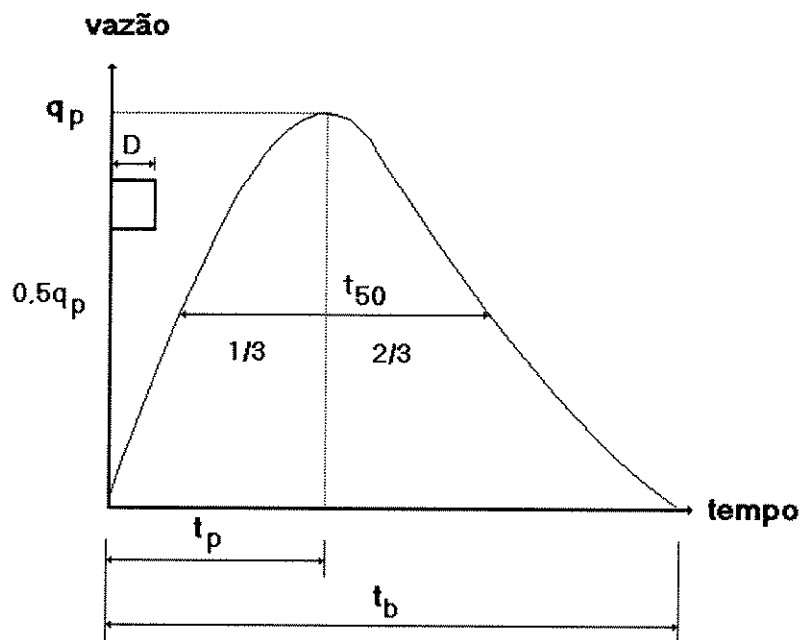


FIGURA 4 - Definição dos parâmetros do Hidrograma Unitário para o método de Reda (1985)

No caso de se ter que optar por uma dentre as equações (2.66) e (2.67), a escolha deve ser feita com critério. Deve-se levar em consideração a equação (2.67), pois tem o maior coeficiente de determinação. É recomendado que a duração D da precipitação efetiva unitária associada ao HU a ser usada no método proposto seja:

$$D = \frac{1}{5,9} t_p \quad \text{ou} \quad D \cong 0,169 t_p \quad (2.72)$$

2.8 - Método do Hidrograma Unitário Sintético Triangular do “Soil Conservation Service” (HUT - SCS).

Este método (SCS, 1957) foi desenvolvido pelo engenheiro Victor Mockus, em 1952, com a finalidade de se obter um Hidrograma Unitário Sintético, baseado num hidrograma adimensional. Esse hidrograma adimensional é o resultado da análise de um grande número de hidrogramas unitários naturais de bacias das mais variadas localizações e extensões dos Estados Unidos. É aplicável à bacias hidrográficas nas quais a vazão máxima é formada principalmente pelo escoamento superficial.

Para se obter o hidrograma unitário triangular é necessário determinar a vazão de pico q_p , o tempo de pico t_p e o tempo de base t_b , conforme apresentado na Figura 5.

Sendo:

HUT	-	o hidrograma unitário triangular;
HU	-	o hidrograma unitário curvilíneo;
P_t	-	a precipitação que produz o hidrograma triangular;
D	-	a duração da precipitação do hidrograma unitário, em horas;
t_p	-	o tempo de pico em horas;
t_r	-	o tempo de recessão em horas;
t_b	-	o tempo de base em horas;
t_L	-	o tempo de retardamento em horas;
q_p	-	a vazão máxima em m^3/s ;
q_i	-	a intensidade de pico em cm/hora;
P_e	-	o volume de escoamento superficial ou precipitação efetiva em cm.

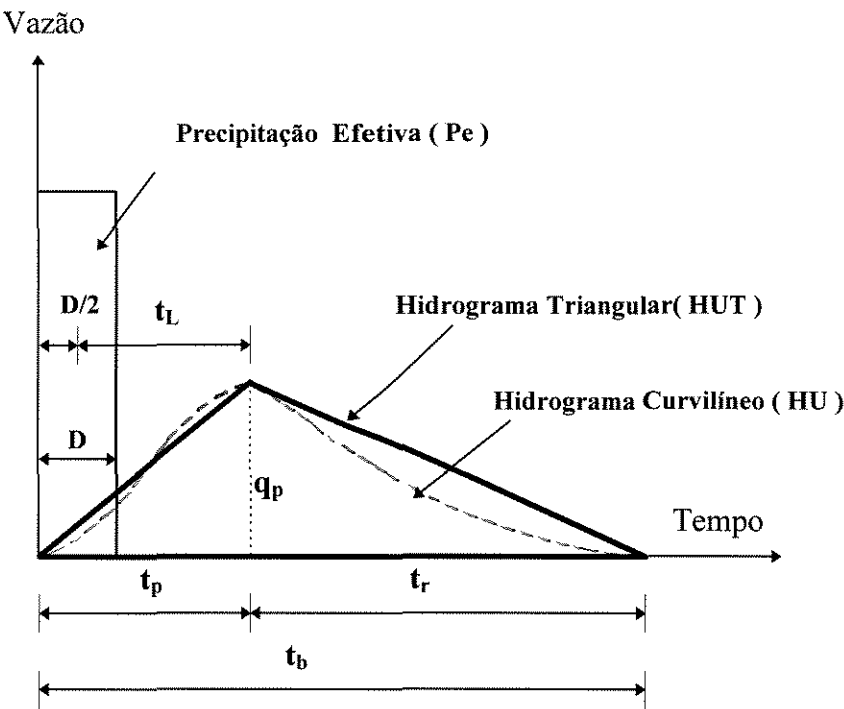


FIGURA 5 - Hidrograma Unitário Curvilíneo e Triangular do SCS

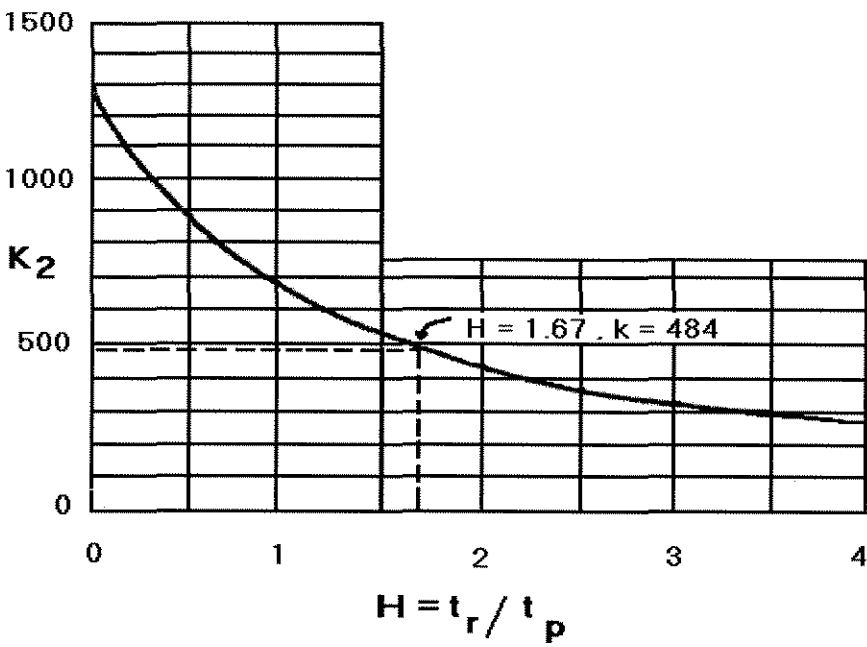


FIGURA 6 - Gráfico de K_2 em função de H do HUT-SCS (USBR, 1977)

Usando-se o hidrograma triangular da Figura 5, tem-se:

$$P_e = \frac{q_i \cdot t_p}{2} + \frac{q_i \cdot t_r}{2} \quad (2.73)$$

$$q_i = \frac{2 \cdot P_e}{t_p + t_r} \quad (2.74)$$

Supondo-se $t_r = H \cdot t_p$, sendo H uma constante que se determina para cada bacia, tem-se:

$$q_i = \frac{2 \cdot P_e}{(1 + H) \cdot t_p} \quad (2.75)$$

Convertendo-se cm/h em m³/s e introduzindo-se a área de drenagem A em km² resulta:

$$q_p = \frac{2 \cdot 2,78}{1 + H} + \frac{A \cdot P_e}{t_p} \quad (2.76)$$

ou:

$$q_p = \frac{k_2 \cdot A \cdot P_e}{t_p} \quad (2.77)$$

com:

$$k_2 = \frac{5,56}{1 + H} \quad (2.78)$$

O valor H é uma constante que para uma determinada vazão pode ser calculada com os hidrogramas registrados. Das análises feitas pelo USBR(1977), representadas na Figura 6, conclui-se que o valor médio de H é igual a 2,08. Adotando-se este valor, resulta da equação (2.78):

$$k_2 = 2,08 \quad (2.79)$$

Também baseado nas análises efetuadas têm-se que:

$$t_L = 0,6 \cdot t_c \quad (2.80)$$

$$t_r = 1,67 \cdot t_p \quad (2.81)$$

sendo t_c o tempo de concentração da bacia.

O termo $0,6 \cdot t_c$ é um fator empírico adotado por hidrólogos do “Soil Conservation Service” como representativo de t_L , tempo de retardamento, que se define como o tempo em horas do ponto médio do excesso de precipitação, e D a duração da precipitação do hidrograma unitário, em horas. Este fator depende do tempo de concentração t_c .

Da Figura 5 e das equações (2.80) e (2.81) têm-se:

$$t_p = \frac{D}{2} + t_L$$

ou

$$t_p = \frac{D}{2} + 0,6 \cdot t_c \quad (2.82)$$

sendo:

$$t_b = t_r + t_p$$

Substituindo as equações (2.79) e (2.82) em (2.77) resulta:

$$q_p = \frac{2,08 \cdot A \cdot P_e}{D/2 + 0,6 \cdot t_c} \quad (2.83)$$

Com os valores de q_p , t_p e t_b pode-se obter o hidrograma unitário sintético triangular.

3 - METODOLOGIA

3.1 - Introdução

Para a obtenção do Hidrograma Unitário Geomorfológico (HUG), inicialmente, deve-se proceder ao levantamento de dados sobre a bacia. Estes dados podem ser classificados em geomorfológicos e hidráulicos. Os parâmetros geomorfológicos, que incluem o número de canais de cada ordem, os comprimentos dos canais, a área de drenagem de cada canal de dada ordem e o tamanho da bacia de drenagem, podem ser obtidos por meio de mapas topográficos, fotos aéreas, além de imagens via satélite associadas aos sistemas de informações geográficas(SIG). Em contrapartida, a estimativa dos parâmetros hidráulicos nos quais estão incluídos o coeficiente de infiltração para o cálculo da precipitação efetiva, e a velocidade de escoamento, representam a maior dificuldade na aplicação do método do HUG. De posse dos dados geomorfológicos e hidráulicos, estas informações obtidas devem ser compiladas de forma a possibilitarem o cálculo dos parâmetros do modelo geomorfológico. Posteriormente esses dados serão substituídos num programa computacional com o intuito de se obter o Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG) para várias velocidades. A partir dos HUIGs são obtidos os Hidrogramas Unitários Geomorfológicos (HUGs) os quais serão comparados com os Hidrogramas Unitários Médios Observados e com os calculados usando os métodos do HU Triangular Geomorfoclimático, o método do HU Triangular do Soil Conservation Service e o Método do HU Sintético Regionalizado de Reda para determinação dos Hidrogramas Unitários. Além disso será desenvolvido um programa computacional que considera o valor da velocidade a montante.

Para a aplicação do método e análise do efeito da escala do mapa da bacia, utilizaram-se três bacias hidrográficas nas escalas 1:10000, 1:50000 e 1:250000. Foram estudadas as bacias do Ribeirão Palmital, do Ribeirão Pirapitingui e do Ribeirão Claro com áreas de 38 , 67 e 184 km², respectivamente, todas pertencentes ao Estado de São Paulo.

3.2 - Obtenção dos parâmetros geomorfológicos na escala 1:50000

Para analisar o HUIG foram utilizadas as três bacias, já citadas, na escala de 1:50000. Os parâmetros das bacias do Ribeirão Palmital e do Ribeirão Pirapitingui foram obtidos de estudos já realizados.

A terceira bacia analisada foi a bacia do Ribeirão Claro no posto 8C-8R. Os dados geomorfológicos foram obtidos a partir de uma carta topográfica adquirida no IBGE, na escala de 1:50000. O levantamento de dados iniciou-se pela determinação do número de canais de cada ordem, da área de drenagem total da bacia e também da área de drenagem de cada segmento de canal. Inicialmente as áreas e o comprimento de cada segmento de canal foram calculados com o auxílio do planímetro e do curvímetro respectivamente. Após ser feita a numeração de Strahler, obteve-se a ordem de cada canal da bacia e dividiu-se as várias sub-bacias, de acordo com cada ordem.

De posse dos dados acima pode-se determinar os $\theta_i(0)$. Fisicamente indicam a probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i . Para obter-se as probabilidades P_{ij} , determinou-se todos os possíveis caminhos que uma gota d'água, caindo aleatoriamente na bacia, pode percorrer até sua saída. Posteriormente foram calculados os números de Horton para todas as bacias.

3.3 - Determinação do Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG)

Na determinação do HUIG seguiu-se a metodologia proposta por Gupta et al.(1982), já apresentada no capítulo 2. Inicialmente não se considerou a velocidade a montante dos trechos dos rios.

3.4 - Determinação das velocidades adotadas no método do HUIG

Para se estimar o melhor valor da velocidade média V que deve ser adotada para a obtenção do HUG, foram adotadas as seguintes hipóteses a fim de se determinar qual a velocidade V que mais aproximava o HUG do Hidrograma Unitário Observado (HUO):

a) Num primeiro caso obteve-se, para cada bacia, a velocidade média da vazão de pico observada em enchentes, através de dados de vazão, de nível de água e do desenho da seção do rio.

b) Em seguida foram obtidas as velocidades através dos tempos de concentrações das bacias por meio da fórmula de Kirpich mostrada abaixo:

$$t_c = 57 \left(\frac{L^2}{S'} \right)^{0,385} \quad \text{sendo: } S' = \frac{H^*}{L} \text{ a declividade média da bacia de drenagem;}$$

A declividade média S' (em m / km) é obtida utilizando-se o triângulo de área equivalente.

L é o comprimento da bacia (em quilômetros), medido ao longo do talvegue, da seção em estudo até o ponto mais afastado do talvegue.

c) Posteriormente foram testadas várias velocidades para se verificar qual o HUG que mais se aproximava do HUO da bacia. Neste caso foram arbitradas cinco velocidades para a geração dos HUIGs. Estas velocidades foram de 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 e 2,5 m/s.

3.5 - Duração da Precipitação Efetiva para Cálculo dos Hidrogramas Unitários (HU)

Os HUs foram gerados para uma chuva efetiva com durações T_0 de 25 , 30 e 60 minutos, para as bacias hidrográficas do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro, respectivamente. A duração da chuva efetiva, para se obter o Hidrograma Unitário, foi determinada segundo Viesssman et al. (1977) e baseado nas discussões apresentadas por Genovez (1991), sendo:

$$T_0 = 0,133. t_C$$

tendo-se que:

T_0 é a duração da chuva efetiva para se obter o HU, obtido com a equação de Kirpich apresentada no item 3.4, e t_C é o tempo de concentração da bacia.

3.6 - Determinação do HU Triangular Geomorfoclimático (HUGC)

Para a determinação do Hidrograma Unitário Triangular Geomorfoclimático(HUGC) foram utilizados os seguintes parâmetros: n , b_Ω , i_r , S_Ω e L_Ω , sendo n o coeficiente de rugosidade de Manning para canais naturais; b_Ω foi obtido através da largura média do canal de maior ordem na secção de saída para cada bacia; i_r a média da intensidade efetiva da chuva em cm/hora, sendo a precipitação efetiva igual a 1mm e as durações das chuvas iguais a 25, 30 e 60 minutos para as bacias do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro, respectivamente; S_Ω é a declividade média do canal de maior ordem e L_Ω o comprimento do canal de maior ordem.

3.7 - Análise do Efeito de Escala

Para análise do efeito escala foram obtidos os mapas topográficos do IBGE, na escala de 1:250000, referentes as bacias do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro. Devido ao fato das bacias do Ribeirão Palmital e do Ribeirão Pirapitingui possuírem áreas e densidades de drenagens pequenas, nessa escala, suas análises ficaram comprometidas, o que inviabilizou o seu uso, por isso foram descartadas. Para a bacia do Ribeirão Claro foi repetido todo o processo anterior, concluindo-se que, nessa escala, se trata de uma bacia de terceira ordem.

Posteriormente foram obtidos os mapas topográficos no Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC), na escala de 1:10000, referentes às bacias do Ribeirão Palmital e Ribeirão Pirapitingui. A carta topográfica referente à bacia do Ribeirão Claro ainda não foi mapeada, na escala 1:10000, por isso não foi possível calcular seus parâmetros nesta escala.

De acordo com a metodologia de ordenação de Strahler, para essa escala, bacia do Ribeirão Palmital é de quinta ordem e a bacia do Ribeirão Pirapitingui de quarta ordem. Por último foram comparados, entre si, os HUIGs obtidos.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 - Introdução

O objetivo deste capítulo é apresentar a análise e avaliação dos resultados obtidos com a aplicação da metodologia exposta no capítulo 3.

Inicialmente são apresentados no item 4.2 as bacias hidrográficas estudadas. Posteriormente são mostrados, no item 4.3, os parâmetros físicos obtidos com a aplicação do método do hidrograma unitário geomorfológico nas escalas de 1:50000, 1:10000 e 1:250000. Os HUGs, na escala de 1:50000 para as três bacias, são comparados com os hidrogramas unitários observados e também com os outros métodos estudados.

Para análise do efeito da escala do mapa da bacia foram calculados os parâmetros geomorfológicos para a bacia do Ribeirão Claro na escala de 1:250000, e os HUGs comparados com os da escala de 1:50000. Também foram comparados os HUGs das bacias do Ribeirão Palmital e do Ribeirão Pirapitingui nas escalas de 1:50000 e 1:10000.

4.2 - Dados das bacias hidrográficas Estudadas

Levando-se em consideração que, para pequenas bacias hidrográficas, o fenômeno da não linearidade é bem mais acentuado e baseando-se nas conclusões de GUPTA(1980) de que o modelo linear poderia não ser válido para as mesmas, foram escolhidas três das menores bacias dentre as quinze estudadas por GENOVEZ(1991). Estas bacias estão localizadas no Estado de São Paulo, como observa-se na Figura 7.

4.2.1 - Dados da bacia do Ribeirão Claro no posto 8C-8R - Fazenda Retiro.

É uma bacia hidrográfica de 184 Km², localizada próxima as cidades de Mirandópolis e Lavínia, cujo mapa é apresentado na Figura 8. Na Figura 9 é apresentado o perfil longitudinal do talvegue principal da bacia.

A principal ocupação do solo é de mata rala, principalmente ao redor de Ribeirão Claro e seus afluentes, em cerca de 35% da área total; algumas áreas com florestas, cerca de 4%; uma pequena área urbanizada na cabeceira, das cidades de Mirandópolis e Lavínia, cerca de 2% e o restante ocupado por várias fazendas, em torno de 59%.

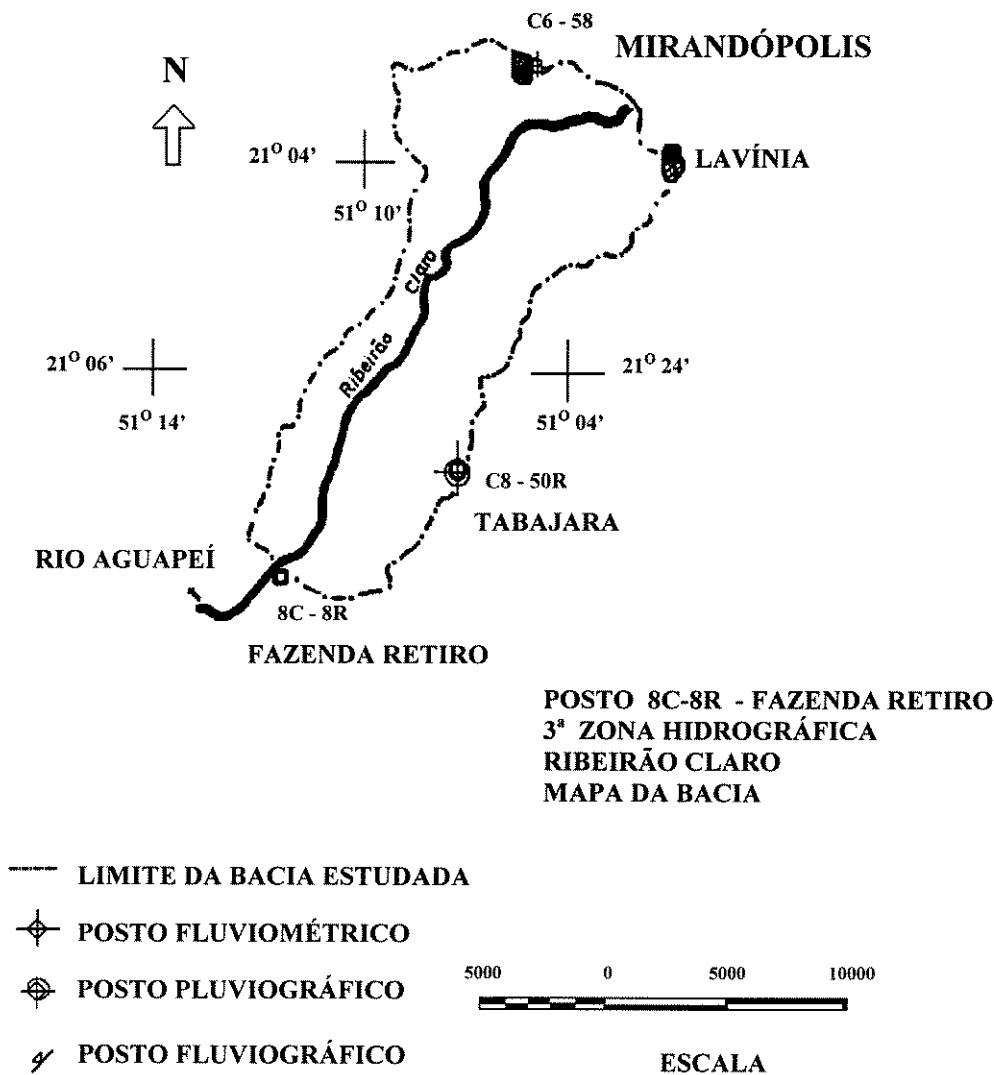
Os postos hidrométricos disponíveis e utilizados encontram-se na Tabela 1. As curvas cota (H) x vazão (Q) utilizados encontram-se na Tabela 2.

TABELA 1 - Postos hidrométricos da bacia do Ribeirão Claro

Prefixo	Entidade	Nome	Tipo	Latitude	Longitude
8C - 8R	DAEE	Fazenda Retiro	Linigráfico	21° 19' S	51° 12' W
C8 - 50R	DAEE	Tabajara	Pluviográfico	22° 17' S	51° 08' W
C8 - 58	DAEE	Mirandópolis	Pluviométrico	21° 08' S	51° 06' W

TABELA 2- Equações das curvas cota-vazão da bacia do Ribeirão Claro

Equação	Limites	Período de Validade
$Q_1 = 3,98.(H - 0,30)^{1,29}$	$H \leq 1,43$	31/03/81 - 05/02/82
$Q_1 = 2,75.(H)^{1,48}$	$1,43 < H \leq 1,56$	31/03/81 - 05/02/82
$Q_1 = 2,55.(H)^{1,1,65}$	$1,56 < H$	31/03/81 - 05/02/82
$Q_2 = 2,56.(H)^{1,82}$	$H \leq 1,23$	10/03/82 - 07/05/84
$Q_2 = 2,75.(H)^{1,48}$	$1,23 < H \leq 1,56$	10/03/82 - 07/05/84
$Q_2 = 2,55.(H)^{1,65}$	$1,56 < H$	10/03/82 - 07/05/84
$Q_3 = 2,75.(H)^{1,48}$	$H \leq 1,56$	06/06/84 - 19/11/86
$Q_3 = 2,55.(H)^{1,65}$	$1,56 < H$	06/06/84 - 19/11/86



ÁREA DE DRENAGEM DA BACIA
A MONTANTE DO POSTO: 184 Km²

FIGURA 8 - Área de drenagem da bacia do Ribeirão Claro a montante do posto 8C-8R - Fazenda Retiro

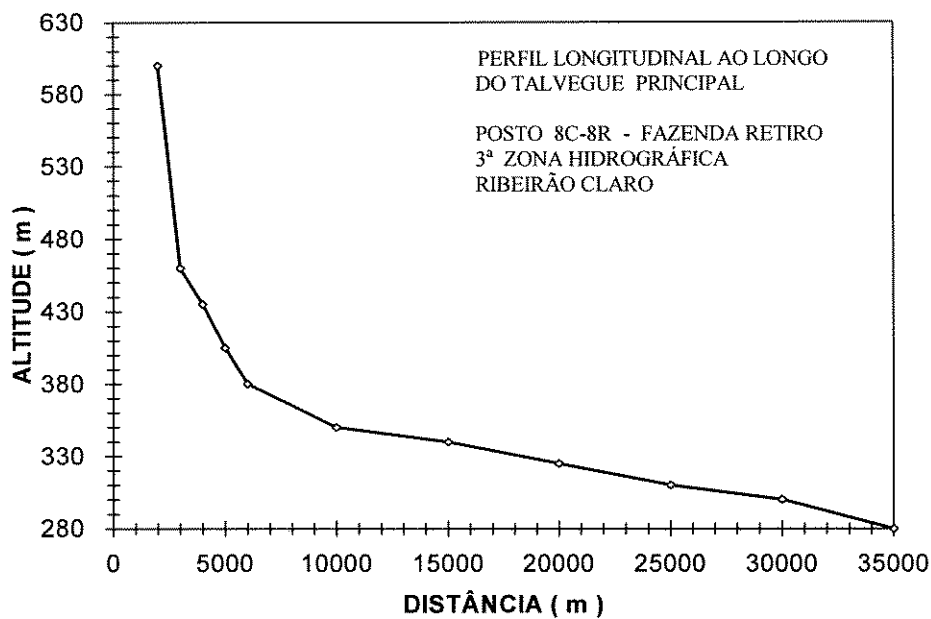


FIGURA 9 - Perfil do talvegue principal da bacia do Ribeirão Claro

Na Tabela 3 são apresentados a área (A) da bacia, o índice de conformação (I_c), o comprimento (L) da bacia, medido ao longo do talvegue, da seção em estudo até o ponto mais afastado do talvegue, e daí até o divisor d'água, a diferença de cota (H^*) entre o ponto mais afastado da bacia no divisor d'água e a seção da bacia considerada, a declividade média do talvegue principal (S'), a média harmônica das declividades (S_H) de vários trechos em que se divide o talvegue principal da bacia e o tempo de concentração (T_C).

TABELA 3 - Parâmetros referentes às bacias hidrográficas estudadas

Posto Fluviométrico	A (km ²)	I _c	L (km)	H [*] (m)	S' (m/m)	S _H (m/m)	T _C (horas)
8C - 8R	184	1,55	32,4	160	0,0026	0,0031	7,5
2D - 59R	67	1,26	14,4	852	0,0340	0,0183	1,6
2D - 61R	38	1,66	18,1	397	0,0086	0,0057	2,7

4.2.2 - Dados da bacia do Ribeirão Palmital no posto 2D-61R - Pitéu.

É uma bacia hidrográfica de 38 Km², localizada no município de Cachoeira Paulista, na região ecológica Vale do Paraíba, cujas nascentes estão localizadas na Serra do Quebra - Cangalha, divisa com a bacia do rio Paraitinga, e cujo mapa é apresentado na Figura 10. O perfil longitudinal do talvegue principal da bacia é apresentado na Figura 11.

A topografia é íngreme nas cabeceiras, tornando-se mais suave na parcela correspondente aos 75% inferiores do talvegue principal. A queda é de 397m em 18.100 m.

A ocupação principal do solo é de fazendas com campos (pastos) com cerca de 85%, algumas florestas (10%) e culturas ribeirinhas. O coeficiente de escoamento superficial para as maiores enchentes apresentou um valor aproximado de $C = 0,25$. Os postos hidrométricos disponíveis e utilizados estão apresentados na Tabela 4. As curvas cota (H) x vazão (Q) utilizadas encontram-se na Tabela 5.

TABELA 4 - Postos hidrométricos da bacia do Ribeirão Palmital

Prefixo	Entidade	Nome	Tipo	Latitude	Longitude
2D - 61R	DAEE	Pitéu	Linigráfico	22° 40' S	45° 01' W
D2 - 13R	DAEE	Cach. Paulista	Pluviográfico	22° 40' S	45° 01' W
D1 - 21	DAEE	Usina Bocaina	Pluviométrico	22° 44' S	44° 55' W
D2 - 97	DAEE	Faz. Cerro Alto	Pluviométrico	22° 51' S	45° 01' W
D2 - 37	DAEE	Faz. Sto Antonio	Pluviométrico	22° 45' S	45° 03' W

TABELA 5 - Equações das curvas cota-vazão da bacia do Ribeirão Palmital

Equação	Limite	Período de Validade
$Q_1 = 1,67.(H - 0,1)^{1,639}$	$H \leq 1,42$	01/07/73 - 02/01/76
$Q_1 = 2,52.(H - 0,4)^{2,381}$	$1,42 < H$	01/07/73 - 02/01/76
$Q_2 = 1,65.(H - 0,1)^{1,389}$	$H \leq 1,05$	03/01/76 - 05/12/76
$Q_2 = 1,67.(H - 0,1)^{1,639}$	$1,05 < H \leq 1,42$	03/01/76 - 05/12/76
$Q_2 = 2,52.(H - 0,4)^{2,381}$	$1,42 < H$	03/01/76 - 05/12/76
$Q_3 = 1,67.(H - 0,1)^{1,639}$	$H \leq 1,42$	06/12/76 - 15/07/77
$Q_3 = 2,52.(H - 0,1)^{2,381}$	$1,42 < H$	06/12/76 - 15/07/77
$Q_4 = 1,65.(H - 0,1)^{1,389}$	$H \leq 1,05$	06/07/77 - 01/12/77
$Q_4 = 1,67.(H - 0,1)^{1,639}$	$1,05 < H \leq 1,42$	16/07/77 - 01/12/77
$Q_4 = 2,52.(H - 0,4)^{2,381}$	$1,42 < H$	16/07/77 - 01/12/77
$Q_5 = 0,88.(H - 0,1)^{1,111}$	$H < 0,40$	02/12/77 - 31/05/79
$Q_5 = 1,67.(H - 0,1)^{1,639}$	$0,40 < H \leq 1,42$	02/12/77 - 31/05/79
$Q_5 = 2,52.(H - 0,4)^{2,381}$	$1,42 < H$	02/12/77 - 31/05/79
$Q_6 = 0,95.(H - 0,1)^{1,36}$	$H \leq 1,30$	01/06/79 - 10/03/80
$Q_6 = 1,70.(H - 0,5)^{2,326}$	$1,30 < H$	01/06/79 - 10/03/80
$Q_7 = 0,65.(H)^{1,667}$	$H \leq 1,30$	11/03/80 - 05/09/81
$Q_7 = 1,70.(H - 0,5)^{2,326}$	$1,30 < H$	11/03/80 - 05/09/81
$Q_8 = 0,58.(H)^{1,786}$	$H \leq 1,25$	06/09/81 - 03/02/84
$Q_8 = 1,70.(H - 0,5)^{2,326}$	$1,25 < H$	01/05/85 - 04/06/85
$Q_9 = 0,48.(H)^{1,818}$	$H \leq 1,15$	23/08/85 - 31/12/85
$Q_9 = 1,70.(H - 0,5)^{2,326}$	$1,15 < H$	04/02/84 - 03/11/84
$Q_{10} = 0,65.(H)^{1,667}$	$H \leq 1,30$	05/06/85 - 22/08/85
$Q_{10} = 1,70.(H - 0,5)^{2,326}$	$1,30 < H$	04/11/84 - 30/04/85

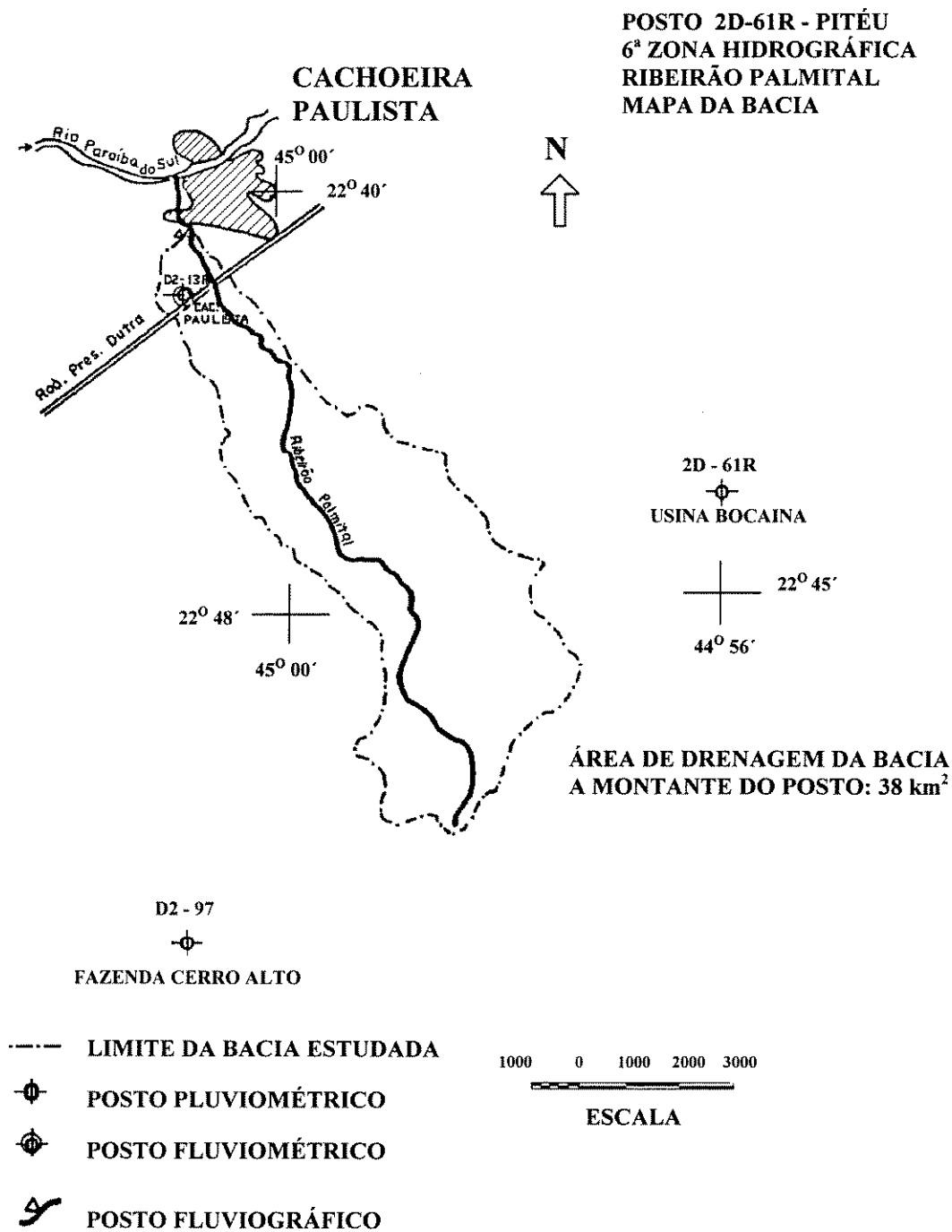


FIGURA 10 - Área de drenagem da bacia do Ribeirão Palmital a montante do posto 2D-61R - Pitêú

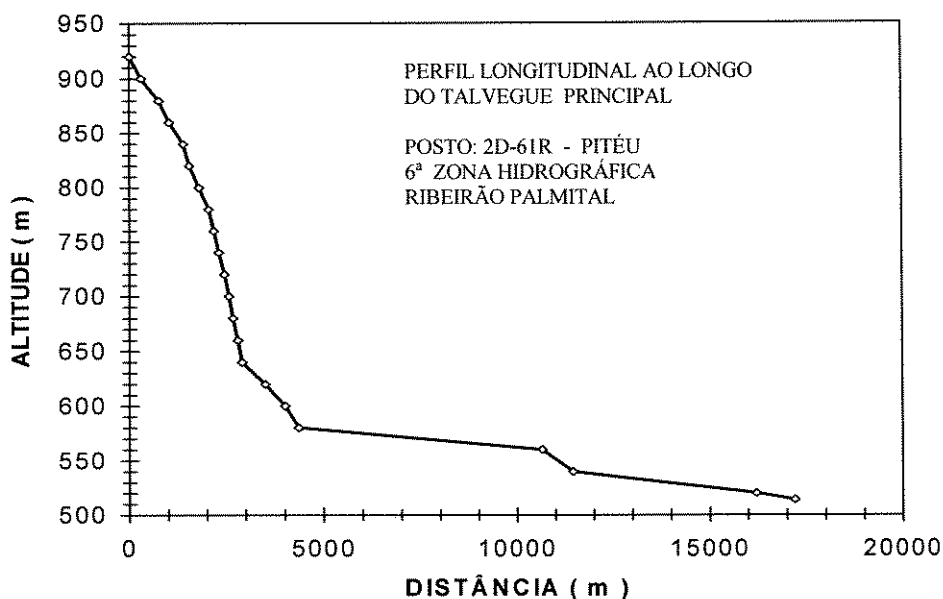


FIGURA 11 - Perfil do talvegue principal da bacia do Ribeirão Palmital

4.2.3 - Dados da bacia do Ribeirão Pirapitingui no posto 2D-59R - Pirapitingui.

É uma bacia hidrográfica de 67 Km², localizada nos municípios de Roseira e Moreira César, cujo mapa é apresentado na Figura 12. Na Figura 13 é apresentado o perfil longitudinal do talvegue principal da bacia.

A topografia é íngreme na metade superior da bacia, tornando-se mais suave para jusante. A queda total é de 852 m em 14.400 m.

A principal ocupação do solo é de fazendas e campos com cerca de 75%, florestas com cerca de 20% e o restante 5% macega e mata rala.

Os postos hidrométricos disponíveis e utilizados estão apresentados na Tabela 6. As curvas cota (H) x vazão (Q) utilizadas encontram-se na Tabela 7.

TABELA 6 - Postos hidrométricos da bacia do Ribeirão Pirapitingui

Prefixo	Entidade	Nome	Tipo	Latitude	Longitude
2D - 59R	DAEE	Pirapitingui	Linigráfico	22° 56' S	45° 19' W
D2 - 65R	DAEE	Bonfim	Pluviográfico	22° 57' S	45° 15' W
D2 - 60	DAEE	Faz. São João	Pluviométrico	22° 56' S	44° 19' W
D2 - 74	DAEE	Horto Florestal	Pluviométrico	22° 59' S	45° 23' W

TABELA 7 - Equações das curvas cota-vazão da bacia do Ribeirão Pirapitingui

Equação	Limite	Período de Validade
$Q_1 = 2,20.(H)^{1,72}$	$H \leq 1,75$	01/01/68 - 31/01/74
$Q_1 = 1,78.(H)^{2,10}$	$1,75 < H$	01/12/74 - 31/01/77
$Q_2 = 2,06.(H)^{1,83}$	$H \leq 1,72$	01/02/74 - 30/11/74
$Q_2 = 1,78.(H)^{2,10}$	$1,72 < H$	11/02/79 - 12/07/80
$Q_3 = 1,85.(H)^{1,80}$	$1,14 < H$	01/02/77 - 10/02/79
$Q_3 = 1,78.(H)^{2,10}$	$H < 1,14$	13/07/80 - 31/12/80
$Q_4 = 1,78.(H)^{2,10}$	-	01/12/80 - 30/11/81
$Q_5 = 1,40.(H)^{1,94}$	$H \leq 2,05$	01/12/81 - 30/09/82
$Q_5 = 1,00.(H)^{2,41}$	$2,05 < H$	01/12/81 - 30/09/82
$Q_6 = 1,10.(H)^{1,87}$	$H < 1,20$	01/10/82 - 16/08/83
$Q_6 = 1,00.(H)^{2,41}$	$1,20 < H$	01/10/82 - 16/08/83

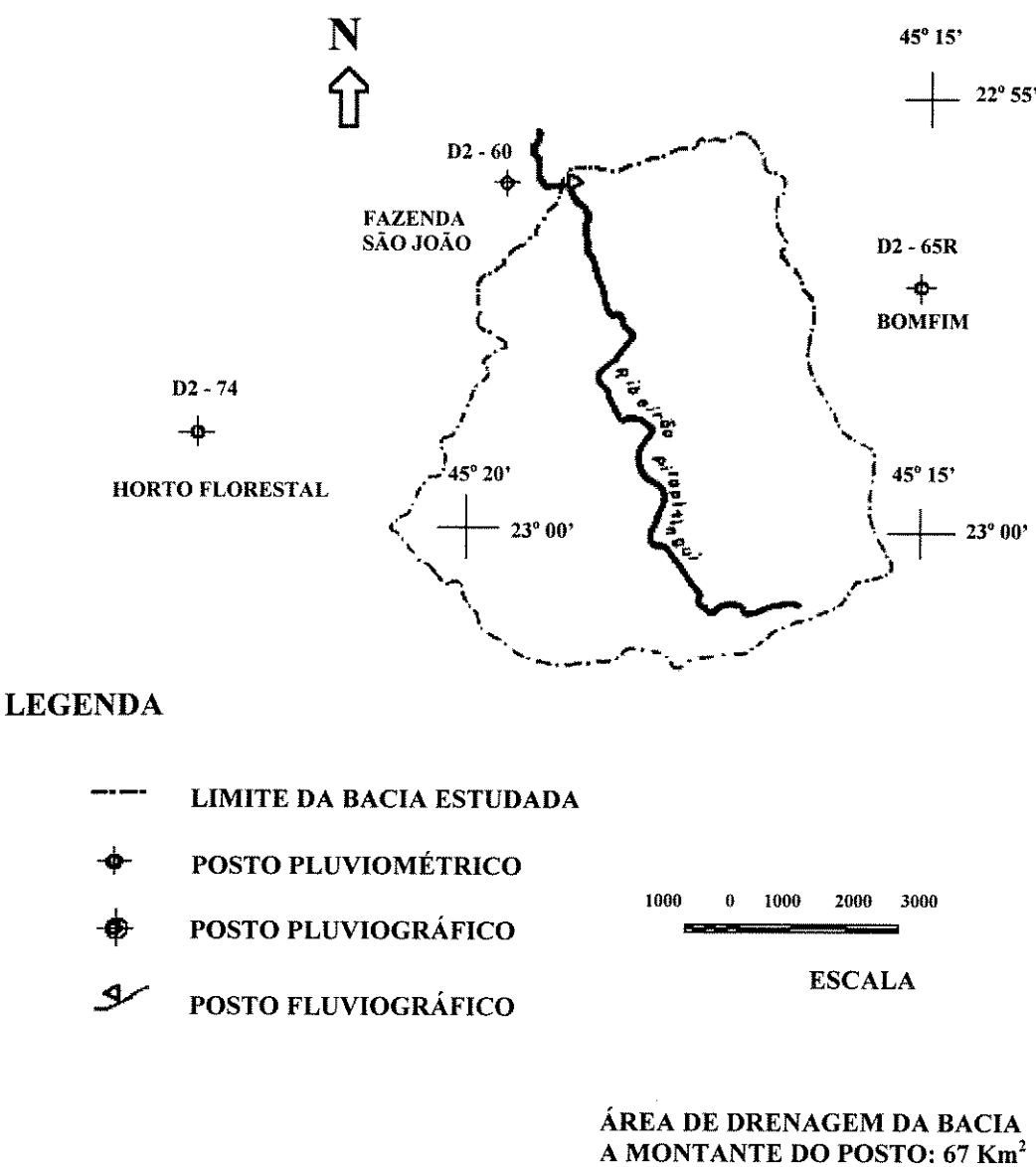


FIGURA 12 - Área de drenagem da bacia do Ribeirão Pirapitingui a montante do posto 2D-59R - Pirapitingui

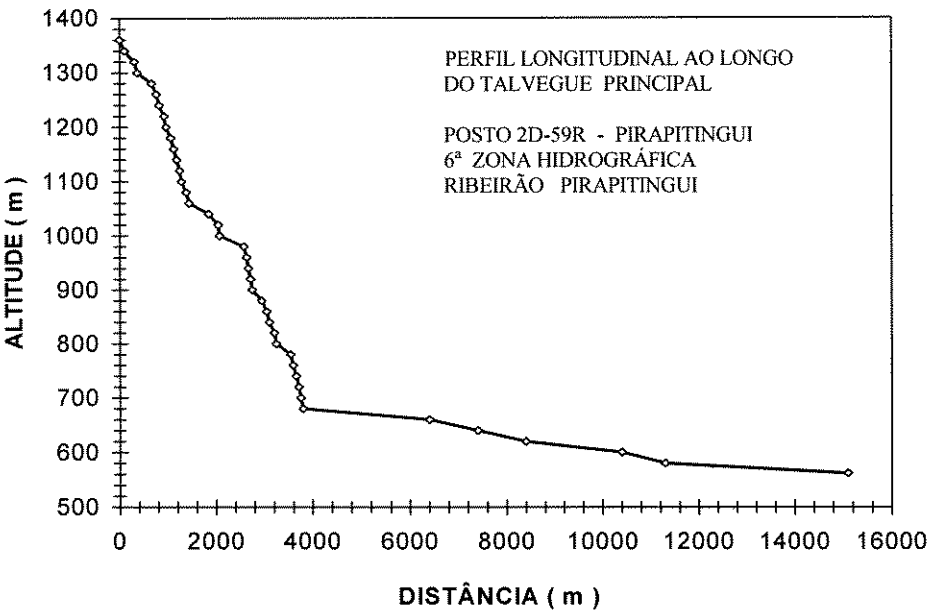


FIGURA 13 - Perfil do talvegue principal da bacia do Ribeirão Pirapitingui

4.3 - Análise e determinação dos parâmetros das bacias

4.3.1 - Parâmetros da bacia do Ribeirão Claro

Para analisar o efeito da variação da velocidade média V , no modelo HUIG, foram utilizadas as três bacias já citadas. A primeira bacia analisada é a bacia do Ribeirão Claro no posto 8C-8R. Os dados geomorfológicos foram obtidos a partir de uma carta topográfica adquirida no IBGE, na escala de 1:50000. Na Figura 8 é apresentada o mapa da bacia hidrográfica estudada. Na Figura 14, de acordo com a numeração de Strahler, destaca-se todos os canais da bacia. Na Figura 15 apresentamos todas as sub-bacias.



FIGURA 14 - Bacia hidrográfica do Ribeirão Claro destacando todos os seus canais

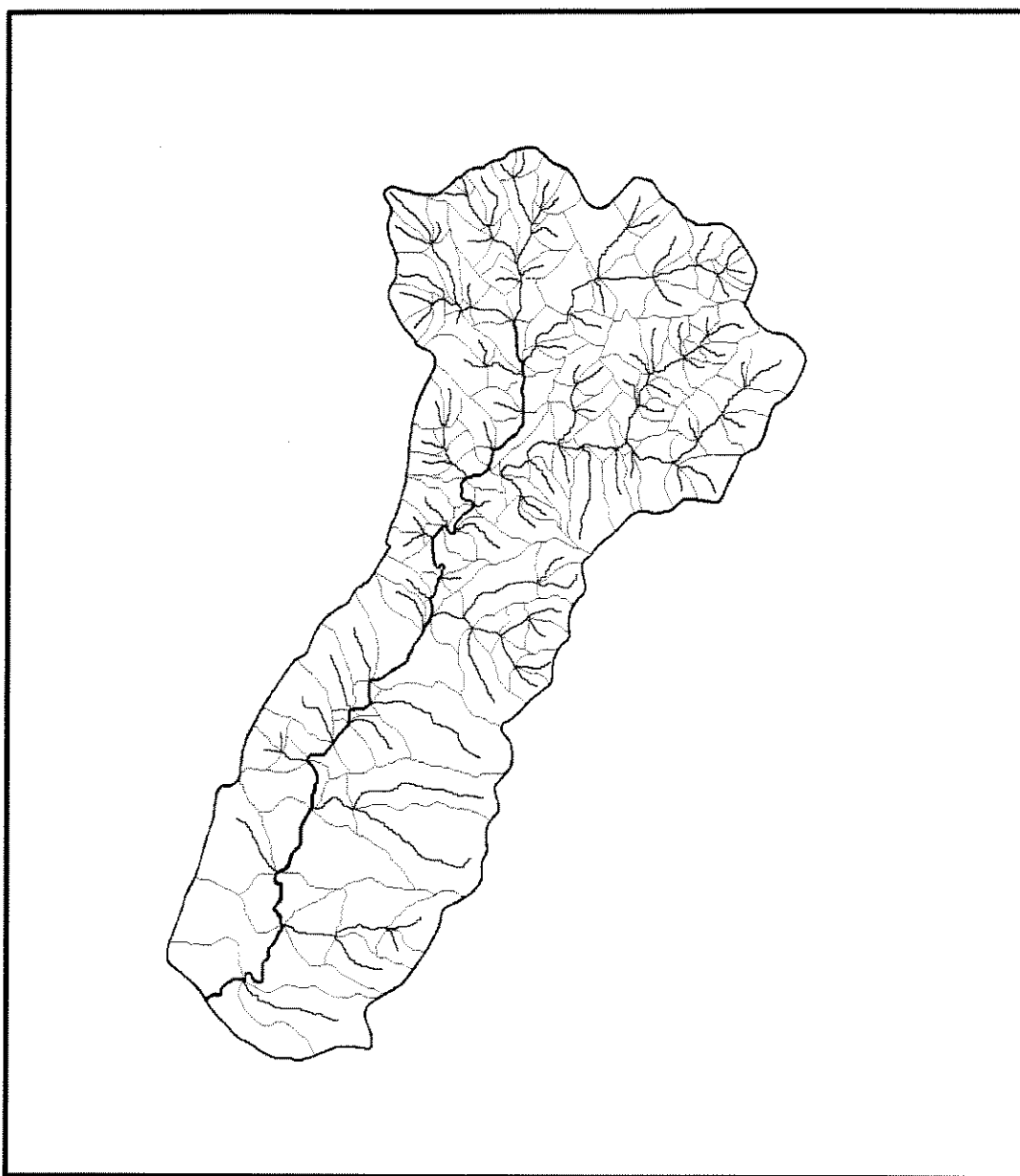


FIGURA 15 - Bacia hidrográfica do Ribeirão Claro destacando todas as suas sub-bacias

O levantamento de dados iniciou-se pela determinação do número de canais de cada ordem, da área de drenagem total da bacia e também da área de drenagem de cada segmento de canal. Inicialmente as áreas e o comprimento de cada segmento de canal foram calculados com o auxílio do planímetro e do curvímetro, respectivamente. Posteriormente, para as três bacias, foi feita uma tentativa de obter-se o comprimento do talvegue e da área da bacia usando um modelo SIG(ver anexo H).

Por intermédio das Figuras 14 e 15 pode-se calcular o seguinte:

- 1 - O número de canais de cada ordem.
- 2 - O comprimento médio dos canais de cada ordem.
- 3 - A soma das áreas que drena diretamente para os canais de cada ordem.
- 4 - A área total que drena para canais de cada ordem, ou seja, a soma das áreas que drenam diretamente para canais de dada ordem, somada às áreas que drenam passando primeiro por canais de ordem inferior.

De acordo com a metodologia de ordenação STRAHLER (1950), a bacia do Ribeirão Claro, na escala de 1:50000, é de quarta ordem. Das Figuras 14 e 15 obtém-se os dados apresentados na Tabela 8. Na Figura 16 é mostrado o Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Claro.

TABELA 8 - Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000

Ordem	Nº de canais	Σ Áreas (Km ²)	\bar{A}_i (Km ²)	A_i^* (Km ²)	L (Km)	\bar{L}_i (Km)
1	94	103,19	1,10	103,19	119,44	1,28
2	22	90,35	4,10	31,27	35,24	1,60
3	5	78,44	15,69	13,30	17,98	3,59
4	1	184,00	184,00	36,24	26,60	26,60

No qual os valores de Σ Áreas, \bar{A}_i , A_i^* , e \bar{L}_i representam, respectivamente, a soma das áreas que drenam para canal de ordem i , as áreas médias que drenam para cada canal de ordem i , a soma das áreas que drenam diretamente para os canais de ordem i , a soma dos comprimentos dos canais de ordem i e o comprimento médio dos canais de ordem i .

De posse dos dados acima pode-se determinar os valores dos $\theta_i(0)$, de acordo com a equação (2.44) ou através das equações (2.54), (2.55), (2.56) e (2.57), que utilizam os parâmetros de Horton. Fisicamente, indicam a probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i . Os valores dos $\theta_i(0)$ estão apresentados na Tabela 9.

TABELA 9 - Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000

$\Theta_i (0)$	Obtidos pela equação 2.44	Obtidos pelas equações 2.54, 2.55, 2.56 e 2.57
$\Theta_1 (0)$	0,560	0,534
$\Theta_2 (0)$	0,169	0,269
$\Theta_3 (0)$	0,075	0,194
$\Theta_4 (0)$	0,196	- 0,080

Com o auxílio da Figura 14 pode-se determinar os P_{ij} , usando a equação (2.45) ou através das equações (2.49), (2.50), (2.51), (2.52) e (2.53). Para isto, determina-se todos os possíveis caminhos que uma gota d'água, caindo aleatoriamente na bacia, pode percorrer até sua saída. Para a bacia analisada, os possíveis caminhos são:

- $a_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$
- $a_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$
- $a_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$
- $a_1 \rightarrow c_1 \rightarrow c_2 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$
- $a_2 \rightarrow c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$
- $a_2 \rightarrow c_2 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$
- $a_3 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$
- $a_4 \rightarrow c_4 \rightarrow \text{saída}$

sendo $a_i = 1, 2, \dots, 4$ a área de drenagem a montante do canal de ordem i .

Após determinados os caminhos possíveis, obteve-se:

Número de canais de ordem 1 que drenam para canais de ordem 2 = 64

Número de canais de ordem 1 que drenam para canais de ordem 3 = 14

Número de canais de ordem 1 que drenam para canais de ordem 4 = 16

Número de canais de ordem 2 que drenam para canais de ordem 3 = 16

Número de canais de ordem 2 que drenam para canais de ordem 4 = 06

Número de canais de ordem 3 que drenam para canais de ordem 4 = 05

Os P_{ij} obtidos pela equação (2.45) estão apresentados na Tabela 10. Os parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Claro estão mostrados na Tabela 11

TABELA 10 - Probabilidade de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000

P_{ij}	Obtidos pela equação 2.45	Obtidos pelas equações 2.49, 2.50, 2.51, 2.52 e 2.53
P_{12}	0,680	0,732
P_{13}	0,148	0,138
P_{14}	0,170	0,117
P_{23}	0,762	0,757
P_{24}	0,238	0,242
P_{34}	1,000	1,000

TABELA 11 - Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000

Parâmetros	Calculado	Intervalo de Variação
R_A	5,230	3 - 6
R_B	4,481	3 - 5
R_L	2,620	1,5 - 3,5

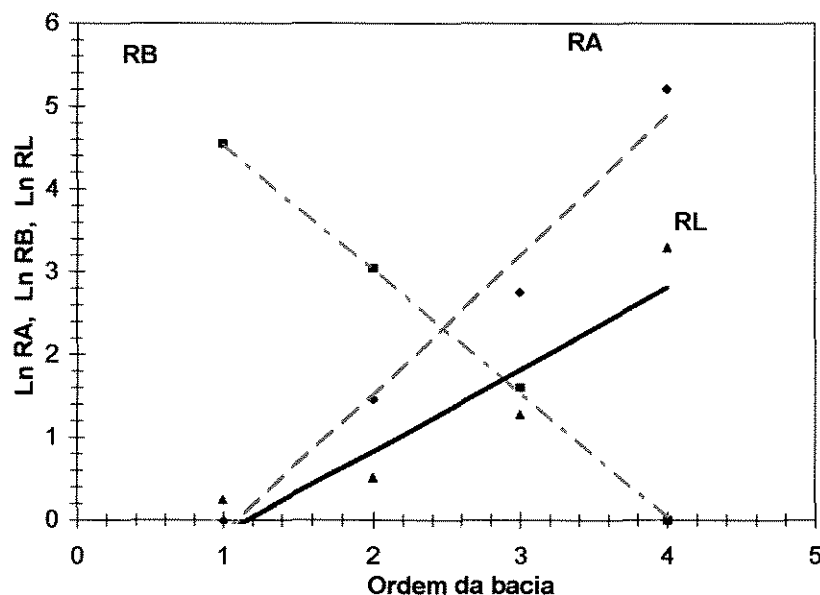


FIGURA 16 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Claro
Escala 1:50000

Analisando-se os resultados apresentados na Tabela 11, verifica-se que os valores de Horton R_B , R_A e R_L estão dentro dos intervalos normalmente observados na natureza segundo SMART (1972). Os valores R_B , R_A e R_L foram calculados por meio das declividades, das respectivas retas, no diagrama de Horton. Observa-se, também, que a relação R_B / R_A ultrapassa o valor estabelecido por RODRIGUES-ITURBE e VALDÉS (1979), que é de $R_B / R_A \leq 0,8$, inserido na sua formulação para bacias de terceira ordem.

4.3.2 - Parâmetros da bacia do Ribeirão Palmital

Também foi estudada a bacia do Ribeirão Palmital no posto 2D-61R, como mostra a Figura 10, com uma área de 38 Km². Os parâmetros físicos da bacia do Ribeirão Palmital foram obtidos dos resultados de GENOVEZ et al. (1995), a partir de um mapa na escala 1:50000, e são apresentados nas Tabelas 12, 13, 14 e 15. Na Figura 17 é apresentado o Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital.

TABELA 12- Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000

Ordem	Nº de canais	Σ Áreas (Km ²)	\bar{A}_i (Km ²)	A_i^* (Km ²)	L (Km)	\bar{L}_i (Km)
1	82	21,20	0,26	21,20	48,80	0,59
2	18	19,80	1,10	5,95	14,56	0,81
3	4	20,00	5,00	3,42	7,05	1,76
4	1	38,00	38,00	7,43	12,06	12,06

TABELA 13 - Probabilidades da gota d’água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem *i* para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000

$\Theta_i (0)$	Obtidos pela equação 2.44	Obtidos pelas equações 2.54, 2.55, 2.56 e 2.57
$\Theta_1 (0)$	0,558	0,589
$\Theta_2 (0)$	0,157	0,269
$\Theta_3 (0)$	0,090	0,216
$\Theta_4 (0)$	0,196	- 0,071

TABELA 14 - Probabilidades de transição obtida diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000

P_{ij}	Obtidos pela equação 2.45	Obtidos pelas equações 2.49, 2.50, 2.51, 2.52 e 2.53
P_{12}	0,720	0,737
P_{13}	0,146	0,150
P_{14}	0,134	0,115
P_{23}	0,556	0,764
P_{24}	0,444	0,236
P_{34}	1,000	1,000

TABELA 15 - Parâmetros de Horton para bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000

Parâmetros	Calculado	Intervalo de Variação
R_A	5,202	3 - 6
R_B	4,360	3 - 5
R_L	2,666	1,5 - 3,5

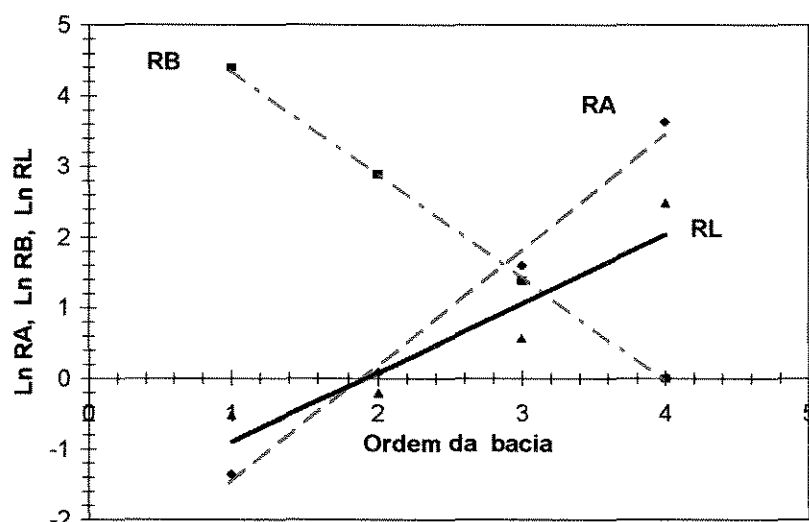


FIGURA 17 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital
Escala 1:50000

Analisando-se os resultados apresentados na Tabela 15, verifica-se que os valores dos parâmetros de Horton R_B , R_A e R_L estão dentro dos intervalos, normalmente observados na natureza, segundo SMART (1972). Observa-se, também, que a relação R_B / R_A ultrapassa o valor estabelecido por RODRIGUES - ITURBE e VALDÉS (1979), que é de $R_B / R_A \leq 0,8$, inserido na sua formulação para bacias de terceira ordem.

4.3.3 - Parâmetros da bacia do Ribeirão Pirapitingui

A terceira bacia analisada foi a bacia do Ribeirão Pirapitingui no posto 2D-59R. Essa bacia está mostrada na Figura 12, com área de 67 Km^2 , cujos dados foram obtidos de CARVALHO (1995), a partir de uma mapa na escala 1:50000, e estão apresentadas nas Tabelas 16, 17, 18 e 19. Na Figura 18 apresentamos o Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui.

TABELA 16 - Parâmetros físicos para bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000

Ordem	Nº de canais	Σ Áreas (Km ²)	\bar{A}_i (Km ²)	A_i^* (Km ²)	L (Km)	\bar{L}_i (Km)
1	145	36,24	0,25	36,34	96,66	0,67
2	33	32,55	0,98	13,25	31,70	0,96
3	6	51,55	8,59	12,13	25,80	4,30
4	1	67,00	67,00	5,28	10,00	10,00

TABELA 17 - Probabilidade da gota d’água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem *i* para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:500

$\Theta_i (0)$	Obtidos pela equação 2.44	Obtidos pelas equações 2.54, 2.55, 2.56 e 2.57
$\Theta_1 (0)$	0,542	0,503
$\Theta_2 (0)$	0,198	0,283
$\Theta_3 (0)$	0,181	0,254
$\Theta_4 (0)$	0,079	- 0,040

TABELA 18 - Probabilidades de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000

P_{ij}	Obtidos pela equação 2.45	Obtidos pelas equações 2.49, 2.50, 2.51, 2.52 e 2.53
P_{12}	0,779	0,695
P_{13}	0,172	0,168
P_{14}	0,048	0,136
P_{23}	0,848	0,722
P_{24}	0,151	0,278
P_{34}	1,000	1,000

TABELA 19 - Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000

Parâmetros	Calculado	Intervalo de Variação
R_A	6,640	3 - 6
R_B	5,280	3 - 5
R_L	2,620	1,5 - 3,5

Analisando-se os resultados apresentados na Tabela 19, verifica-se que os valores de R_B e R_A ultrapassam o padrão normalmente observado na natureza segundo SMART (1972). Observa-se, também, que os valores de R_B e R_A para a esta bacia são maiores que os da bacia do Ribeirão Palmital. Isto ocorre devido ao fato de esta bacia ser mais ramificada e possuir maior área de drenagem.

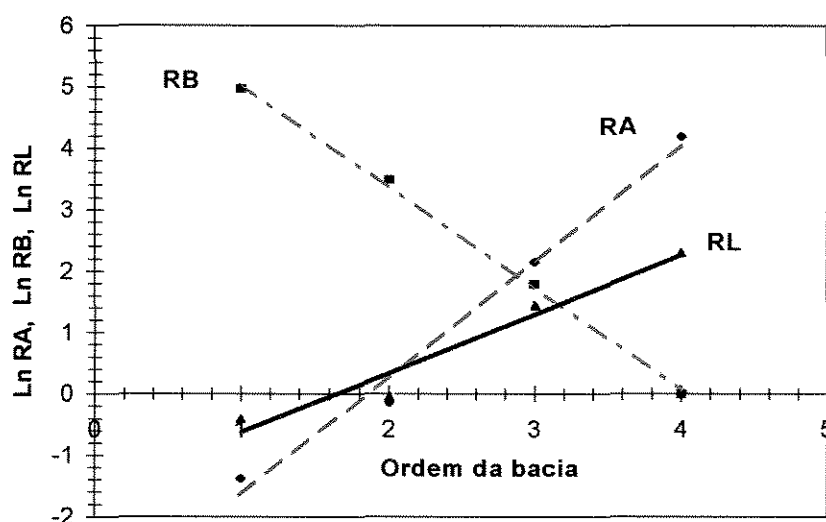


FIGURA 18 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui
Escala 1:50000

4.3.4 - Comentários sobre os parâmetros obtidos para as bacias com o mapa na escala de 1:50000.

Os resultados analisados neste item foram obtidos a partir de mapas do IBGE na escala de 1:50000.

Os diagramas de Horton para as três bacias hidrográficas estão apresentados na Figuras 16, 17 e 18. Os valores dos parâmetros R_A , R_B e R_L foram obtidos dos coeficientes angulares das três retas a partir dos diagramas de Horton. Os valores desses parâmetros, para as bacias do Ribeirão Claro e Ribeirão Palmital, mostrados nas Tabelas 11 e 15, respectivamente, se encontram dentro dos limites normalmente observados na natureza segundo SMART(1972). Analisando-se os resultados apresentados nas Tabelas 11, 15 e 19,

segundo SMART(1972). Analisando-se os resultados apresentados nas Tabelas 11, 15 e 19, observa-se que os valores de R_B e R_A , mostrados na Tabela 19, são maiores que os da Tabela 11, demonstrando ser esta bacia mais ramificada e possuir área de drenagem superficial maior que a anterior. Os R_A e R_B , para a bacia do Ribeirão Pirapitingui, mostrados na Tabela 19, são maiores que os normalmente observados na natureza. Na observação desta bacia, dentro da ordenação estabelecida, verifica-se que há ocorrência de canais de ordens mais altas a partir das cabeceiras dos rios, o que faz com que os valores de R_A e R_B ultrapassem o padrão observado na natureza.

Os valores de $\theta_i(0)$ e P_{ij} obtidos a partir das medidas feitas diretamente na bacia, pela aplicação das equações (2.44) e (2.45), e através das equações teóricas, equações (2.49) à (2.57), estão mostradas nas Tabelas 9 e 10 (além das Tabelas 13 e 14, e 17 e 18). De acordo com essas Tabelas, observa-se que os valores das probabilidades diferem significativamente. Com base no ajuste das retas no Diagrama de Horton e na boa qualidade do mapa topográfico utilizado, conclui-se que os resultados obtidos mais confiáveis são aqueles tirados diretamente da bacia pela aplicação das equações (2.44) e (2.45). Os valores de $\theta_4(0)$, obtidos através da equação (2.57), tiveram como resultados valores negativos, que pela própria definição de probabilidades não tem significado físico. Resultado semelhante foi obtido por BRAS(1990), que concluiu que este é um problema muito sério que ocorre ao se usar equações teóricas, e portanto, a distribuição de $\theta_i(0)$ deve ser ajustada para eliminar este estranho comportamento.

4.4 - Determinação dos Hidrogramas Unitários Geomorfológicos

Em relação ao programa desenvolvido, ele foi aplicado para calcular os Hidrogramas Unitários Instantâneos Geomorfológicos (HUIGs) nas três bacias estudadas. Esse programa era modificado, de acordo com a ordem do curso d'água, para gerar o HUIG de cada bacia. Inicialmente utilizou-se o programa que não leva em consideração a velocidade a montante dos trechos dos rios.

Para se estimar o melhor valor da velocidade V que deve ser adotada para a obtenção do HUG, foram feitas três hipóteses a fim de se determinar qual a velocidade V que mais aproximava o HUG do Hidrograma Unitário Observado (HUO). De acordo com o apresentado no item 3.4 os valores obtidos foram:

a) Obteve-se a velocidade média da vazão de pico observada em enchentes, através de dados de vazão, de nível de água e do desenho da seção do rio, como pode-se observar através da Tabela 20.

TABELA 20 - Velocidades obtidas através de dados de vazão e da seção do rio

Bacias Estudadas	Vazão (m^3/s)	Seção do rio (m^2)	V (m/s)
Ribeirão Claro	3,03	3,37	0,9
Ribeirão Palmital	3,50	2,06	1,7
Ribeirão Pirapitingui	2,58	1,36	1,9

b) Obteve-se as velocidades através do tempo de concentração da bacia, pela fórmula de Kirpich, mostradas na Tabela 21.

TABELA 21 - Velocidades obtidas através da fórmula de Kirpich

Bacias Estudadas	T_c (horas)	L (km)	V (m/s)
Ribeirão Claro	7,5	32,4	1,2
Ribeirão Palmital	2,7	18,1	1,9
Ribeirão Pirapitingui	1,6	14,4	2,5

c) Foram testadas várias velocidades aleatórias para se verificar qual o HUG que mais se aproximava do HUO da bacia. Neste caso foram tomadas cinco velocidades para a geração dos HUGs. Estas velocidade foram de 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 e 2,5 m/s.

Nas Figuras 19, 20 e 21 mostramos os Hidrogramas Unitários Instantâneos Geomorfológicos (HUGs) para as três bacias em questão.

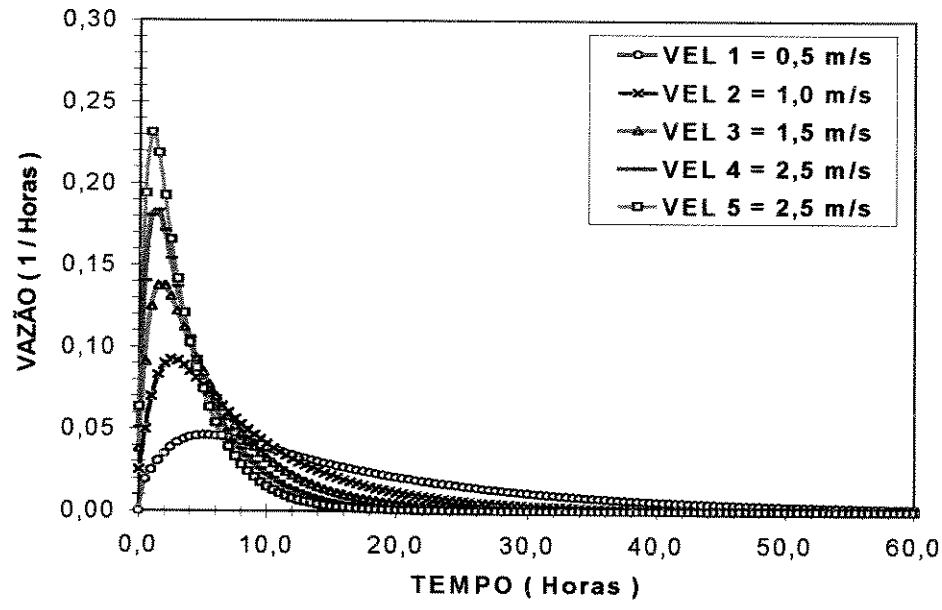


FIGURA 19 - Efeito da variação da velocidade no modelo HUIG para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000

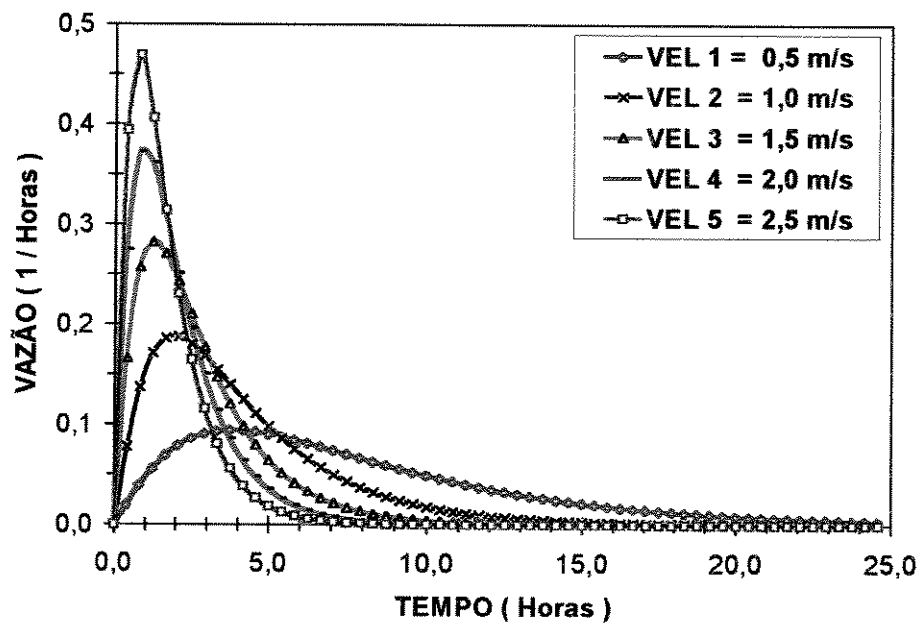


FIGURA 20 - Efeito da variação da velocidade no modelo HUIG para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000

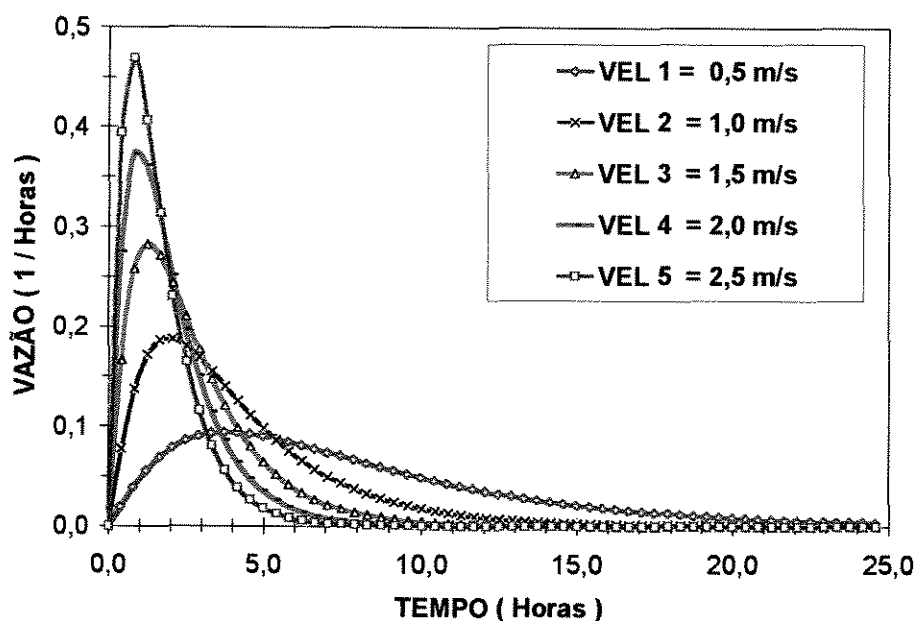


FIGURA 21 - Efeito da variação da velocidade no modelo HUIG para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000

Nas Figuras 22, 23 e 24 mostramos a comparação entre os hidrogramas gerados e os observados para as bacias do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro. Pode-se observar que os HUGs cujas vazões de pico mais se aproximaram dos observados, para cada bacia acima citada, foram para $V=2,5\text{m/s}$, $V=1,5\text{m/s}$ e $V=0,6\text{ m/s}$, respectivamente. Observa-se nas Figuras 22, 23 e 24 que as vazões de pico ficaram próximas do HUO, porém defasadas com relação ao tempo de pico.

Como as ordenadas do HUI são geradas em 1/horas, para se obter as ordenadas em $\text{m}^3/\text{s.mm}$, faz-se necessário multiplicá-las pela área da bacia e pela intensidade da precipitação efetiva. O processo para transformação do HUI em HU é mostrado no ANEXO C. As durações da precipitação efetiva, utilizadas na transformação, foram de 25, 30 e 60 minutos, para as bacias do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro, respectivamente, conforme item 3.5.

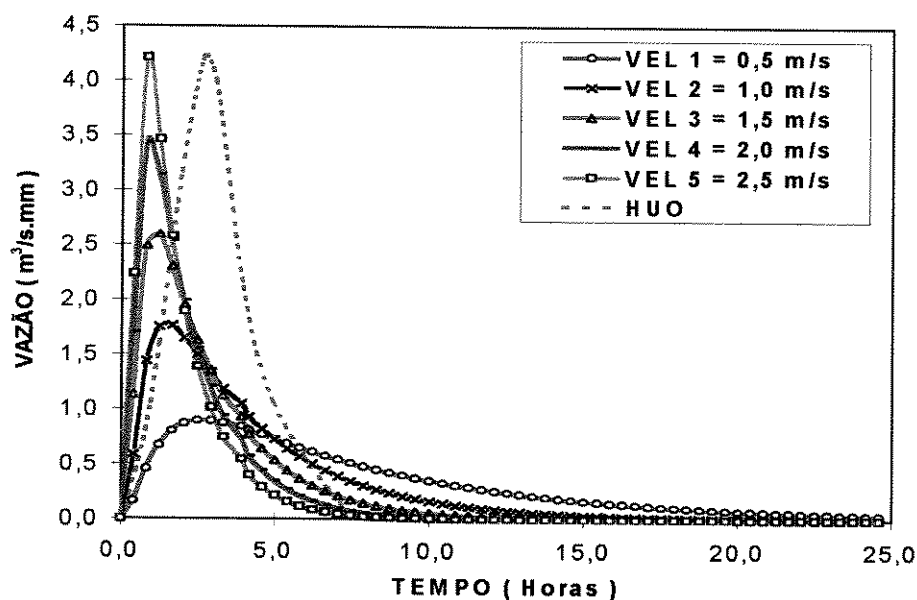


FIGURA 22 - Comparação entre os HUGs gerados e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000

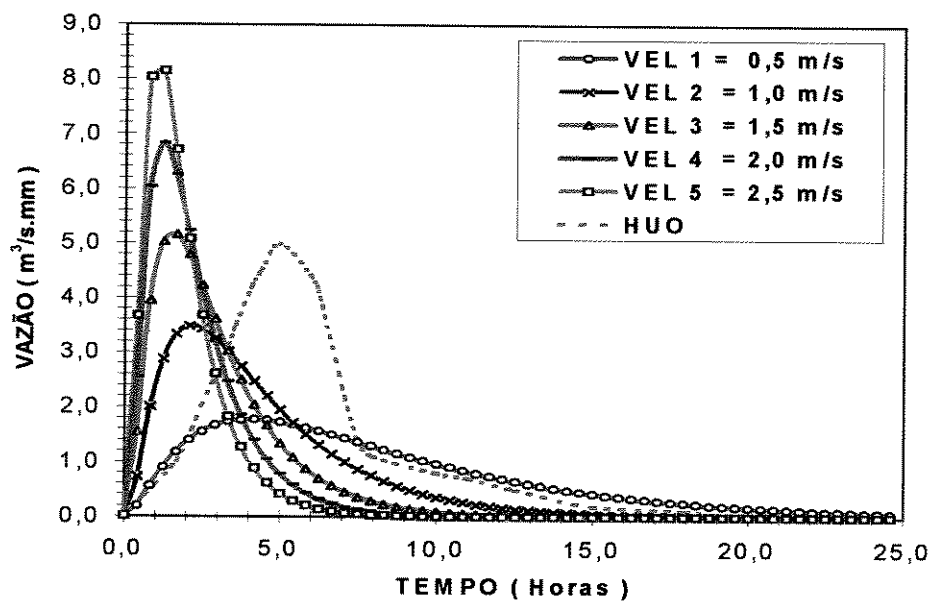


FIGURA 23 - Comparação entre os HUGs gerados e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000

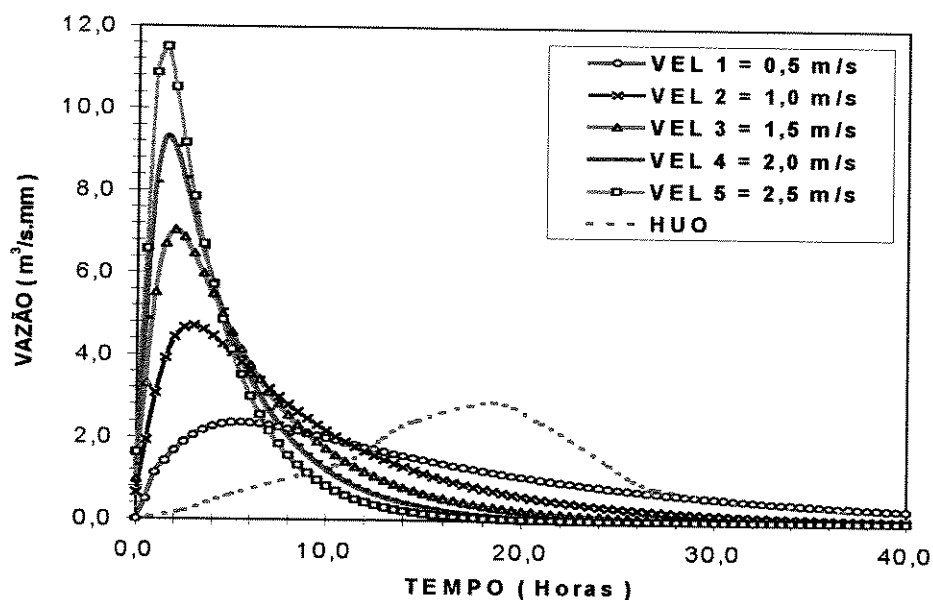


FIGURA 24 - Comparação entre os HUGs gerados e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000

Nas Figuras 25, 26 e 27 mostramos, separadamente, a comparação entre os hidrogramas gerados e os observados para as bacias do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro, respectivamente.

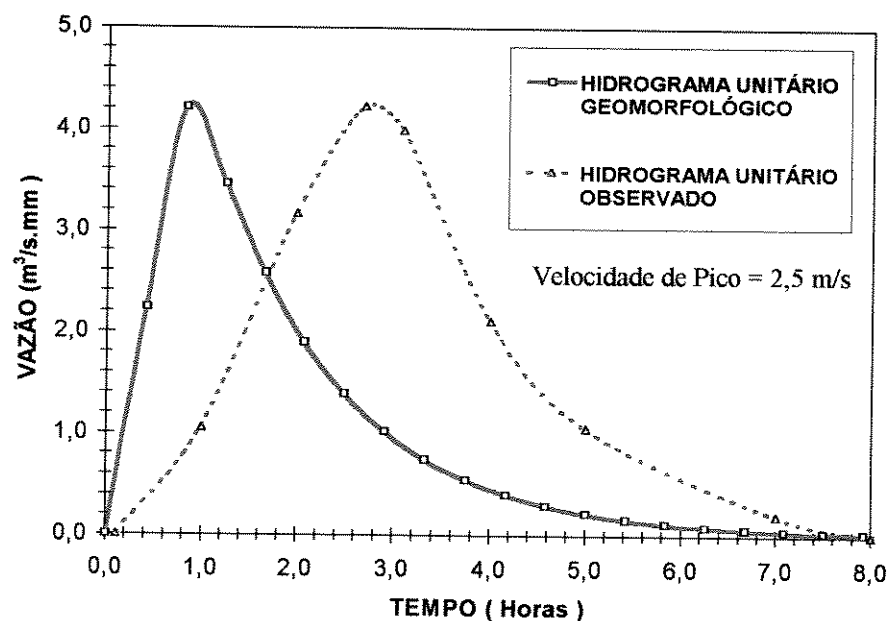


FIGURA 25 - Comparação entre o HUG gerado e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Palmital- Escala 1:50000

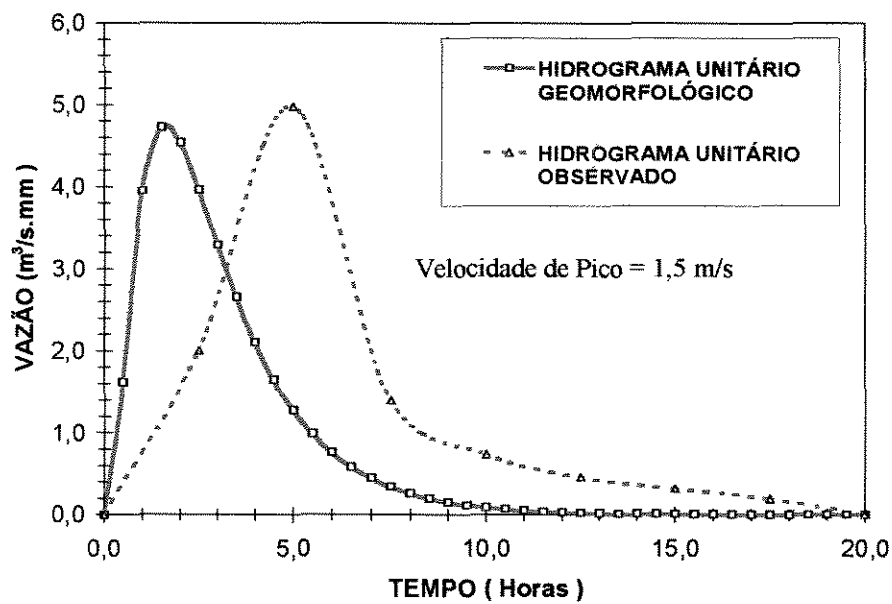


FIGURA 26 - Comparação entre o HUG gerado e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:50000

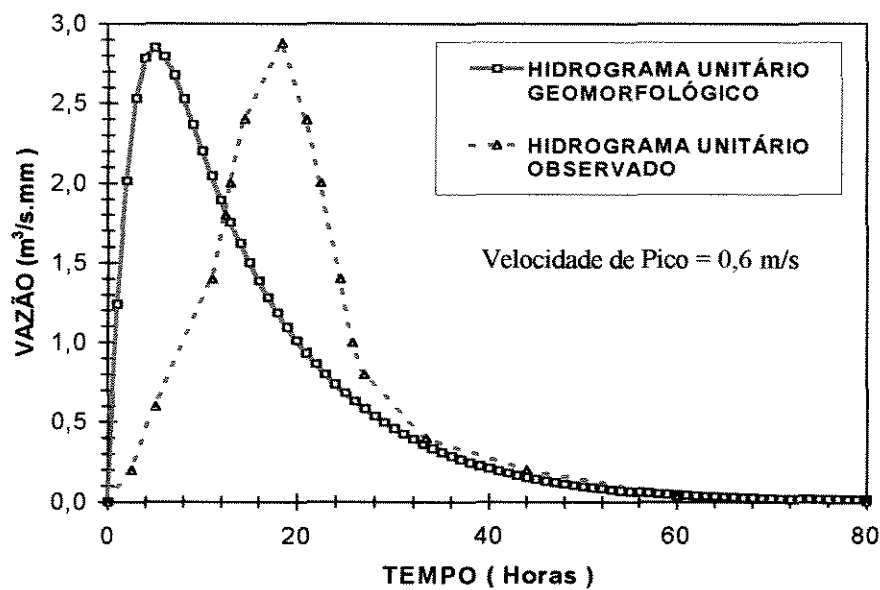


FIGURA 27 - Comparação entre o HUG gerado e o hidrograma unitário observado para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:50000

4.5 - Análise do modelo HUIG utilizando a velocidade a montante.

Na Figura 28 são apresentados os HUIGs, para a bacia do Ribeirão Palmital, utilizando-se $V = 2,5 \text{ m/s}$, e variando a velocidade de montante (V_M). No modelo que considera a velocidade a montante, ao aumentar o valor de V_M ocorre um efeito no HU semelhante ao que se obtém aumentando a velocidade V , ou seja diminui o tempo de pico e consequentemente cresce a vazão de pico. Quanto maior a velocidade a montante V_M , menor é o tempo que a gota de água leva para percorrer o trecho de montante, e mais se aproxima o HU obtido considerando V_M daquele onde não se considera essa velocidade. Estas análises, também foram feitas com relação às bacias do Ribeirão Claro e do Ribeirão Pirapitingui, porém, como os resultados foram semelhantes, seus gráficos não foram apresentados neste trabalho.

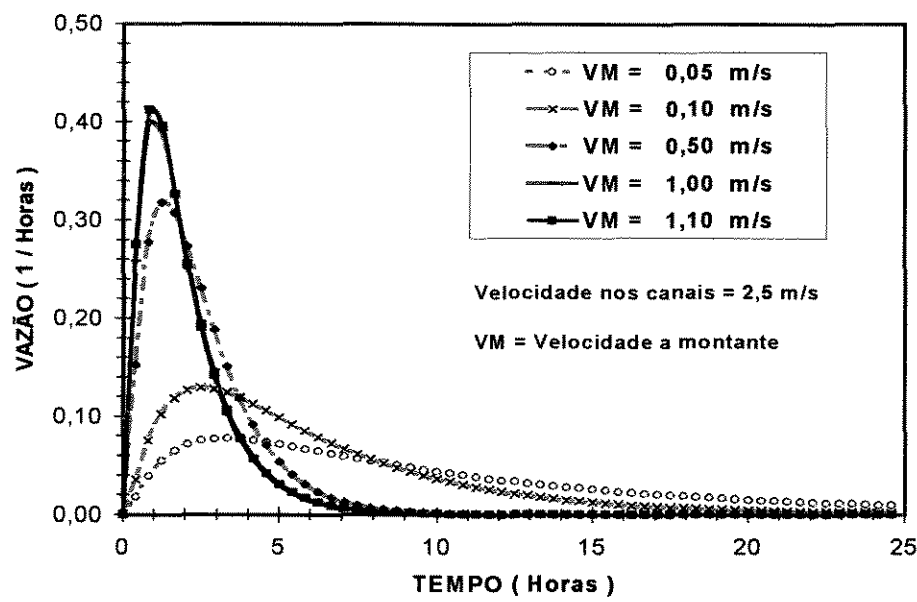


FIGURA 28 - HUIG para $V = 2,5 \text{ m/s}$ e V_M variando para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:50000

4.6 - Comparação entre os Hidrogramas Unitários Calculados e Observados.

Um estudo comparativo entre os HU obtidos por diferentes métodos são mostrados nas Figuras 29, 30 e 31. São apresentados os HU Geomorfológicos(HUGs) para as velocidades iguais a 2,5, 1,5 e 0,6 m/s, o HU Triangular Geomorfoclimático(HUGC), o HU Sintético Triangular do Soil Conservation Service(HUSCS), o HU Regionalizado(HUR) e o HU Observado(HUO). O HUR e o HUO foram obtidos de REDA(1985) e GENOVEZ(1991). Os HUGCs foram obtidos com os valores mostrados na Tabela 22, sendo: n o coeficiente de rugosidade de Manning para canais naturais; b_{Ω} os valores da largura média do canal de maior ordem na secção de saída para cada bacia; i_r a média da intensidade efetiva da chuva em cm/hora, sendo a precipitação efetiva igual a 1mm e as duração das chuvas iguais a 25 minutos, 30 minutos e 60 minutos para as bacias do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro respectivamente, S_{Ω} a declividade média do canal de maior ordem e L_{Ω} o comprimento do canal de maior ordem.

Para a bacia do Ribeirão Palmital, de acordo com a Figura 29, conclui-se que os HU calculados que mais se aproximaram do HUO foram o HUSCS e o HUG. Apresentaram excelentes resultados com respeito à vazão de pico apresentando praticamente o mesmo valor do HUO, porém defasados em relação ao tempo de pico. O HUSCS apresentou uma resposta bem melhor, em relação ao tempo de pico, com uma defasagem de 33% em relação ao observado, enquanto o HUG apresentou uma defasagem em torno de 70%. O HUR e o HUGC subestimaram a vazão de pico em torno de 25% e 35% respectivamente. Com relação ao tempo de pico O HUR apresentou um valor 5% acima do observado e o HUGC um valor 5% abaixo.

Em relação à bacia do Ribeirão Pirapitingui, pela análise da Figura 30, observa-se que o método do HUSCS foi o que apresentou a maior discrepância em relação aos outros métodos com respeito à vazão e ao tempo de pico. O HUG apresentou a mesma vazão que o HUO e o HUR uma defasagem de 46% acima do valor observado. Em relação ao tempo de pico o HUR e o HUGC apresentaram a mesma defasagem de 54% com relação ao HUO.

Com respeito à bacia do Ribeirão Claro, de acordo com a Figura 31, observa-se que o HUR e o HUG apresentaram respectivamente uma superestimativa de 18% e uma subestimativa de 73% em relação ao tempo de pico do HUO. O HUSCS apresentou uma

discrepância muito elevada em relação à vazão e ao tempo de pico, enquanto o HUGC subestimou em 17% e 36% a vazão e o tempo de pico respectivamente.

Em suma verifica-se que o modelo HUG adapta-se melhor às bacias menores em área e na ordem do canal principal, pois no caso de bacias com áreas muito extensas a resposta do modelo apresentou uma grande discrepância com a resposta observada, como é o caso da bacia do Ribeirão Claro, que apresentou a maior defasagem com relação ao tempo de pico, em torno de 73%.

TABELA 22- Parâmetros do Hidrograma Unitário Geomorfoclimático

Bacias Estudadas	n	b_{Ω} (m)	i_r (cm/hora)	S_{Ω}	L_{Ω} (km)
Ribeirão Palmital	0,025	4,0	0,24	0,0047	12,00
Ribeirão Pirapitingui	0,025	3,5	0,20	0.0870	10,00
Ribeirão Claro	0,025	4,3	0,10	0,0062	26,60

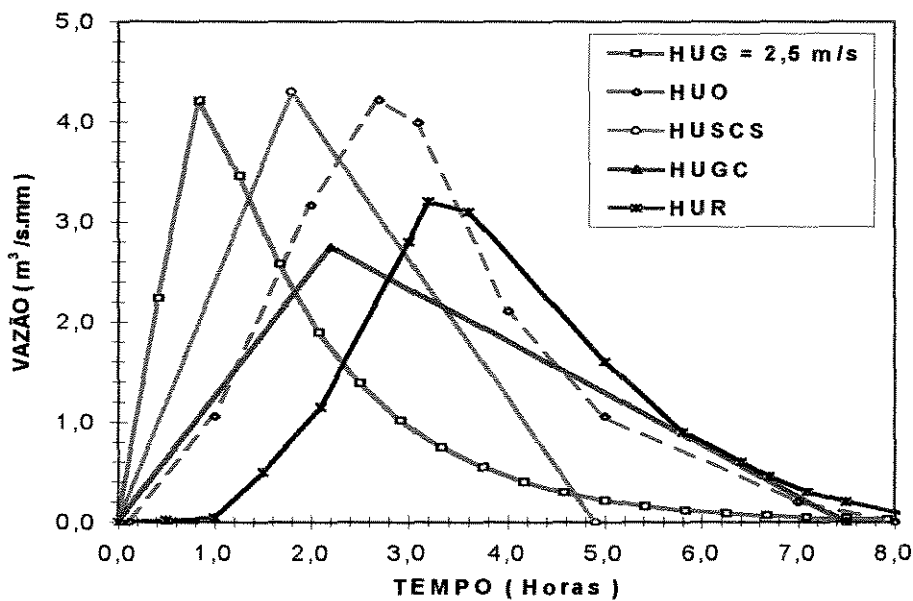


FIGURA 29 - Comparação entre os hidrogramas unitários por vários métodos para a bacia do Ribeirão Palmital.

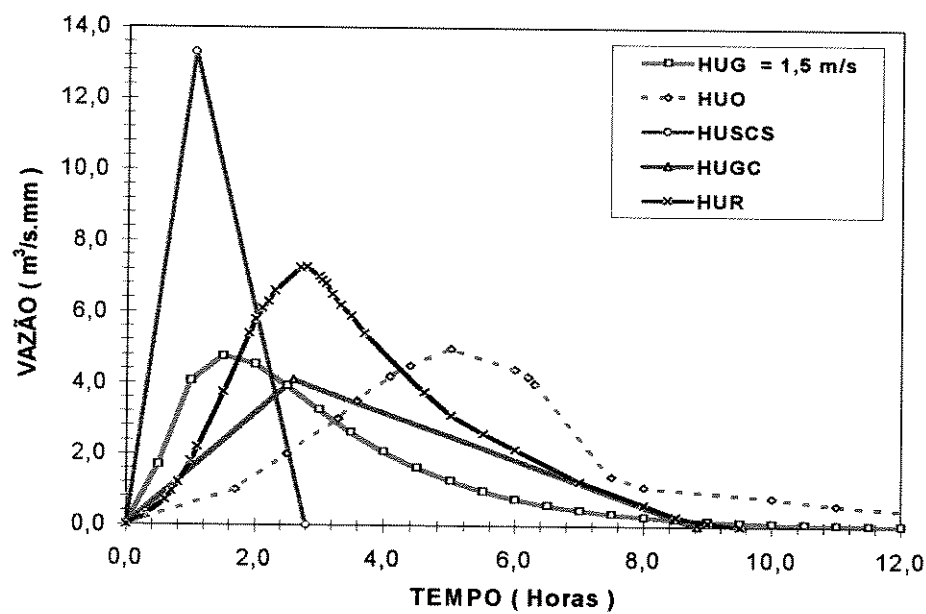


FIGURA 30 - Comparação entre os hidrogramas unitários por vários métodos para a bacia do Ribeirão Pirapitingui.

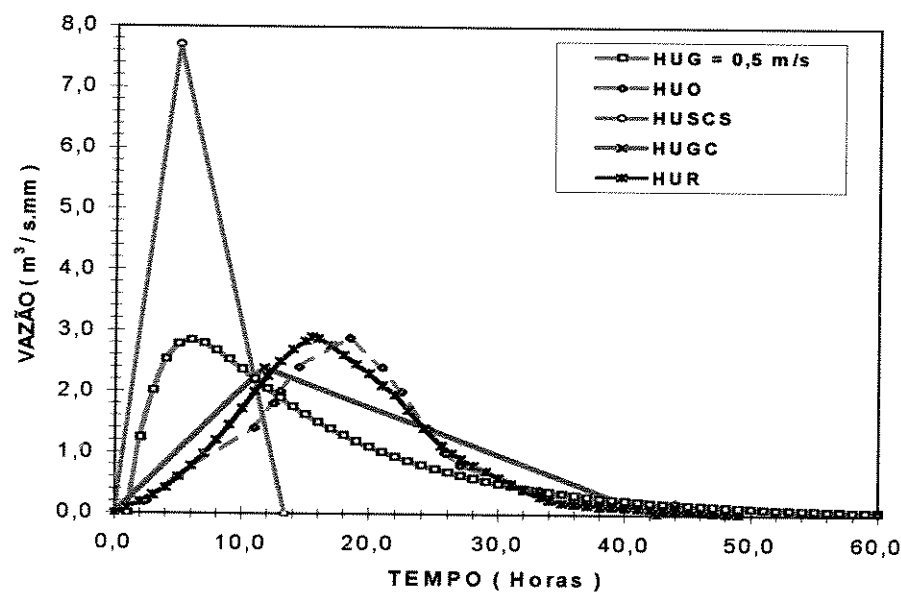


FIGURA 31 - Comparação entre os hidrogramas unitários por vários métodos para a bacia do Ribeirão Claro

Para analisar o que ocorreria se na obtenção dos HUGs fossem utilizadas as velocidades obtidas usando a equação de Kirpich, conforme item 3.4, nas Figuras 32, 33 e 34, os HU Geomorfológicos (HUGs) foram gerados para velocidades iguais a 1,9, 2,5 e 1,2 m/s,

Para a bacia do Ribeirão Palmital, analisando a Figura 32, conclui-se que o HUG subestimou a vazão e o tempo de pico em 23% e 70%, respectivamente. Para a bacia do Ribeirão Pirapitingui, com respeito à Figura 33, observa-se que o HUG superestimou a vazão em torno de 34% e subestimou o tempo de pico em 71% com relação ao HUO. Com relação à Figura 34, obtida com dados da bacia do Ribeirão Claro, observa-se que o HUG apresentou uma discrepância muito elevada em relação ao tempo de pico e à vazão, sendo esta em torno de 87% acima do HUO. Portanto, de uma maneira geral pode-se concluir que os HUGs obtidos usando a equação de Kirpich, resultaram melhores do que aqueles gerados com as velocidades utilizadas no item 3.4.

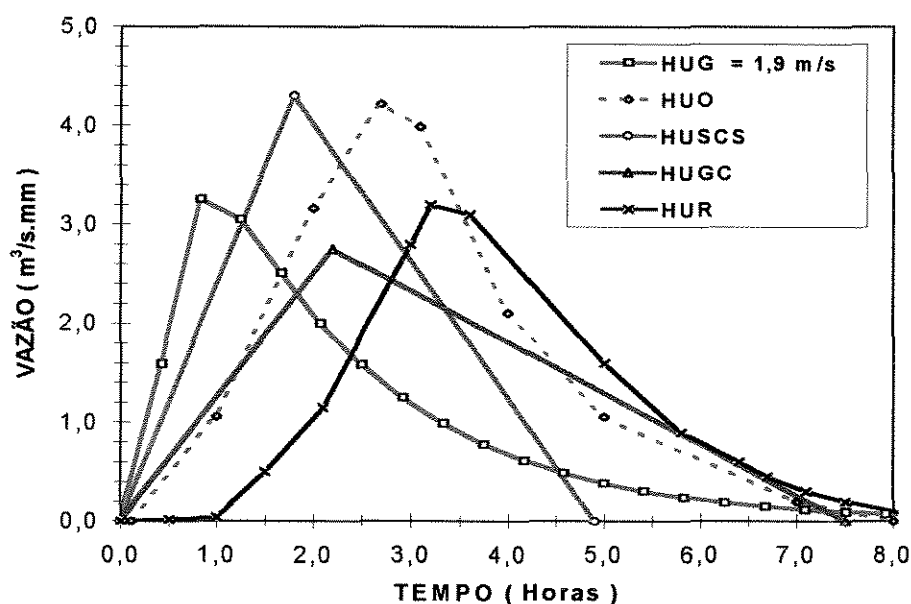


FIGURA 32 - Comparação entre os hidrogramas unitários, por vários métodos, para a bacia do Ribeirão Palmital, com a aplicação da fórmula de Kirpich para obtenção das velocidades no modelo HUG.

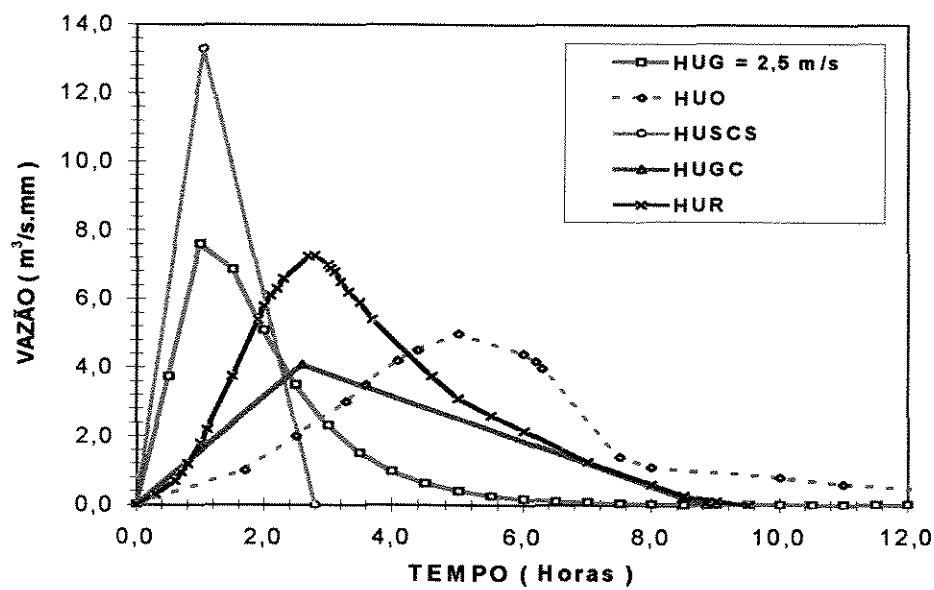


FIGURA 33 - Comparação entre os hidrogramas unitários, por vários métodos, para a bacia do Ribeirão Pirapitingui, com a aplicação da fórmula de Kirpich para obtenção das velocidades no modelo HUG.

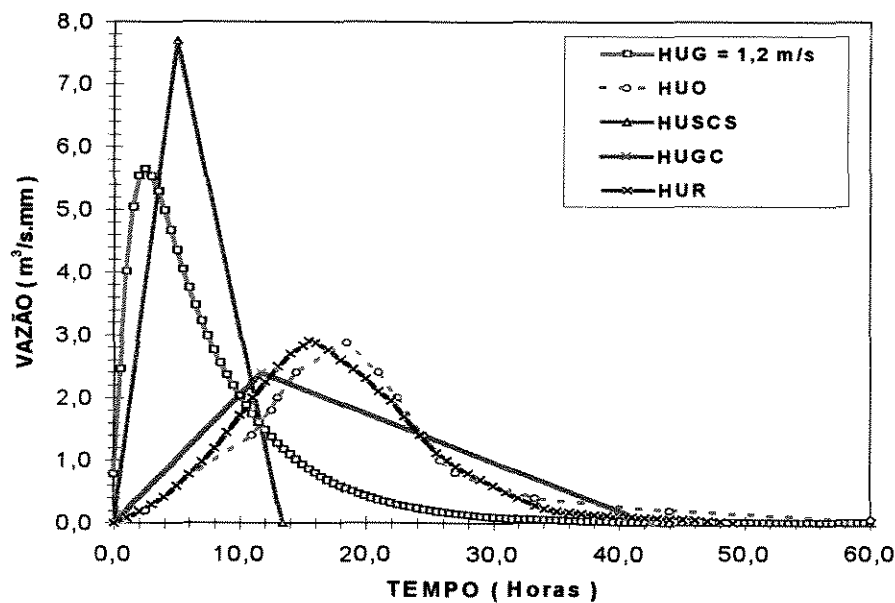


FIGURA 34 - Comparação entre os hidrogramas unitários, por vários métodos, para a bacia do Ribeirão Claro, com a aplicação da fórmula de Kirpich para obtenção das velocidades no modelo HUG.

4.7 - Análise do Efeito de Escala no Hidrograma Unitário Geomorfológico

Para análise do efeito escala foram obtidos os mapas topográficos do IBGE, na escala de 1:250000, referentes as bacias do Ribeirão Palmital, Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro. Devido ao fato das bacias do Ribeirão Palmital e do Ribeirão Pirapitingui possuírem área e densidade de drenagem pequenas, em relação às outras escalas, muitos detalhes foram perdidos, o que inviabilizou o seu uso, por isso foram descartadas. Para a bacia do Ribeirão Claro foi repetido todo o processo anterior, cujos valores obtidos estão mostrados nas Tabelas 23, 24, 25 e 26. De acordo com a metodologia de ordenação STRAHLER (1950) a bacia do Ribeirão Claro é de terceira ordem. Na tabela 26 são apresentados os parâmetros de Horton. Na Figura 35 apresentamos o diagrama de Horton para bacia do Ribeirão Claro na escala de 1:250000. Na figura 36 comparamos os HUIGs da bacia do Ribeirão Claro nas escalas de 1:50000 e 1:250000.

TABELA 23- Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:250000

Ordem	Nº de canais	Σ Áreas (Km ²)	\bar{A}_i (Km ²)	A_i^* (Km ²)	L (Km)	\bar{L}_i (Km)
1	11	109,86	9,98	109,86	69,27	6,29
2	2	59,26	29,63	45,72	14,15	7,07
3	1	184,00	184,00	28,42	28,40	28,40

TABELA 24 - Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:250000

$\Theta_i (0)$	Obtidos pela equação 2.44	Obtidos pelas equações da Tabela 33
$\Theta_1 (0)$	0,597	0,581
$\Theta_2 (0)$	0,084	0,134
$\Theta_3 (0)$	0,319	0,285

TABELA 25 - Probabilidade de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:250000

P_{ij}	Obtidos pela equação 2.45	Obtidos pelas equações da Tabela 34
P_{12}	0,455	0,512
P_{13}	0,545	0,498
P_{23}	1,000	1,000

TABELA 26 - Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Claro - Escala 1:250000

Parâmetros	Calculado	Intervalo de Variação
R_A	4,050	3 - 6
R_B	3,320	3 - 5
R_L	2,110	1,5 - 3,5

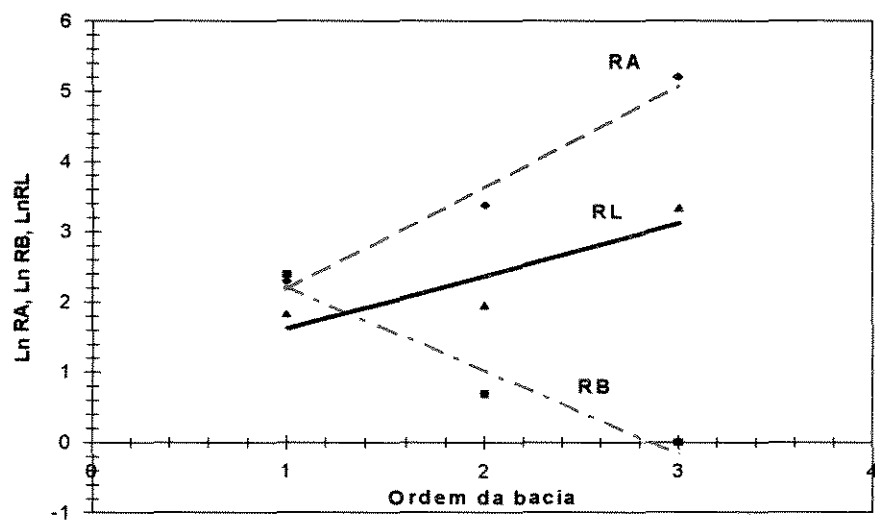


FIGURA 35 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Claro
Escala - 1:250000

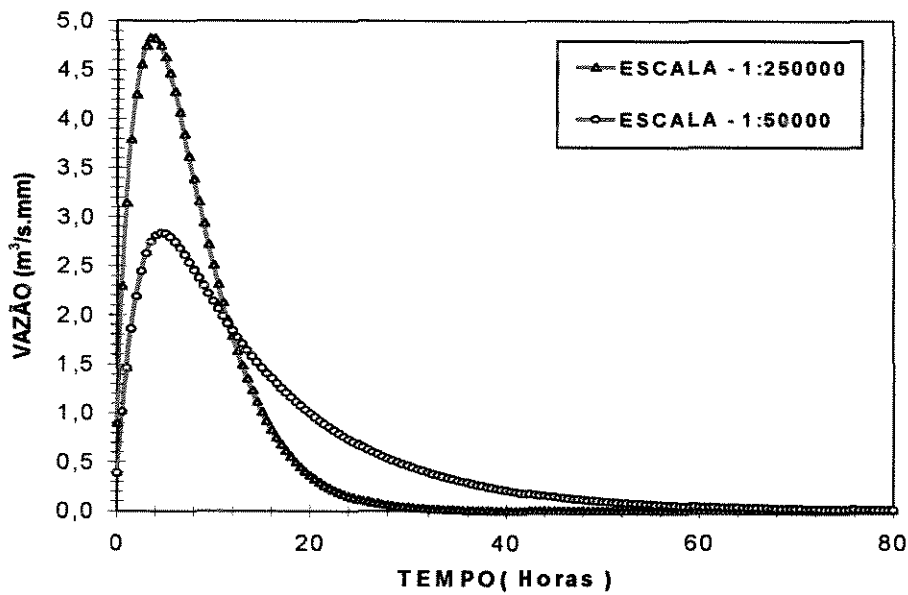


FIGURA 36 - Comparação entre os HUGs para a bacia do Ribeirão Claro nas escalas de 1:50000 e 1:250000

Posteriormente foram obtidos os mapas topográficos no Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC), na escala de 1:10000, referentes às bacias do Ribeirão Palmital e Ribeirão Pirapitingui. A carta topográfica referente à bacia do Ribeirão Claro ainda não foi catalogada, por isso não foi possível calcular seus parâmetros nessa escala.

De acordo com a metodologia de ordenação STRAHLER (1950), a bacia do Ribeirão Palmital é de quinta ordem. Seus parâmetros estão apresentados nas Tabelas 27, 28, 29 e 30. Na Figura 37 é mostrado o Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital.

TABELA 27 - Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:10000

Ordem	Nº de canais	Σ Áreas (Km²)	\bar{A}_i (Km²)	A_i^* (Km²)	L (Km)	\bar{L}_i (Km)
1	226	19,88	0,09	19,88	122,01	0,54
2	38	16,70	0,44	8,27	34,60	0,91
3	11	23,60	2,14	3,79	16,20	1,47
4	3	26,00	8,66	1,26	7,80	2,60
5	1	38,00	67,00	4,80	12,40	12,40

TABELA 28 - Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:10000

$\Theta_i (0)$	Obtidos pela equação 44
$\Theta_1 (0)$	0,523
$\Theta_2 (0)$	0,217
$\Theta_3 (0)$	0,099
$\Theta_4 (0)$	0,033
$\Theta_5 (0)$	0,126

TABELA 29 - Probabilidades de transição obtidas através de medidas diretas para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:10000

P_{ij}	Obtidos pela equação 45
P_{12}	0,823
P_{13}	0,102
P_{14}	0,022
P_{15}	0,053
P_{23}	0,857
P_{24}	0,184
P_{25}	0,105
P_{34}	0,636
P_{35}	0,363
P_{45}	1,000

TABELA 30 - Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital - Escala 1:10000

Parâmetros	Calculado	Intervalo de Variação
R_A	4,57	3 - 6
R_B	3,66	3 - 5
R_L	2,08	1,5 - 3,5

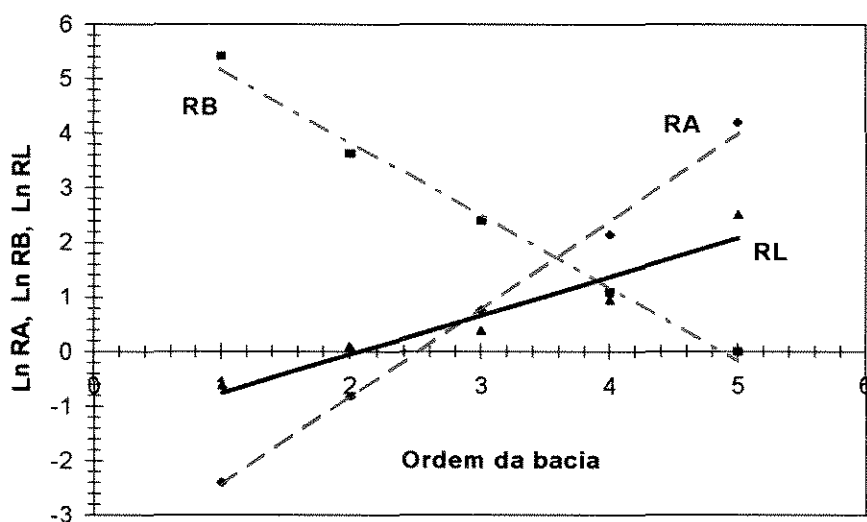


FIGURA 37 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Palmital
Escala 1:10000

Na escala de 1:10000, de acordo com a metodologia de ordenação STRAHLER(1950), a bacia do Ribeirão Pirapitingui é de quarta ordem. Os dados obtidos se encontram nas Tabelas 31, 32, 33 e 34. Na Figura 38 é mostrado o Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui. Nas Figuras 39 e 40 mostramos as comparações entre os HUGs para as bacias do Ribeirão Palmital e Ribeirão Pirapitingui nas escalas de 1:50000 e 1:10000.

Na análise da Figura 38 observa-se, que para a bacia do Ribeirão Palmital na escala de 1:10000, ocorreu uma diminuição na vazão de pico de 26% , e conseqüentemente um retardo no tempo de pico de 25% com relação à escala de 1:50000. Esta ocorrência está ligada ao fato, que na escala de 1:10000 o canal principal resultou de ordem maior com relação ao da mesma bacia na escala de 1:50000. Em relação à Figura 39 ocorreu uma variação muito pequena na vazão e no tempo de pico em ambas as escalas.

TABELA 31 - Parâmetros físicos para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:10000

Ordem	Nº de canais	Σ Áreas (Km ²)	\bar{A}_i (Km ²)	A_i^* (Km ²)	L (Km)	\bar{L}_i (Km)
1	156	37,24	0,24	37,24	100,01	0,64
2	34	33,60	0,98	13,94	32,00	0,94
3	6	52,74	8,79	10,74	26,00	4,33
4	1	67,00	67,00	5,32	10,42	10,42

TABELA 32 - Probabilidade da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:10000

$\Theta_i (0)$	Obtidos pela equação 2.44	Obtidos pelas equações 2.54, 2.55, 2.56 e 2.57
$\Theta_1 (0)$	0,555	0,513
$\Theta_2 (0)$	0,208	0,263
$\Theta_3 (0)$	0,160	0,214
$\Theta_4 (0)$	0,079	- 0,040

TABELA 33 - Probabilidades de transição obtidas diretamente e através das formulações para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:10000

P_{ij}	Obtidos pela equação 2.45	Obtidos pelas equações 2.49, 2.50, 2.51, 2.52 e 2.53
P_{12}	0,775	0,703
P_{13}	0,179	0,158
P_{14}	0,048	0,106
P_{23}	0,857	0,732
P_{24}	0,147	0,272
P_{34}	1,000	1,000

TABELA 34 - Parâmetros de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui - Escala 1:10000

Parâmetros	Calculado	Intervalo de Variação
R_A	6,16	3 - 6
R_B	5,47	3 - 5
R_L	2,60	1,5 - 3,5

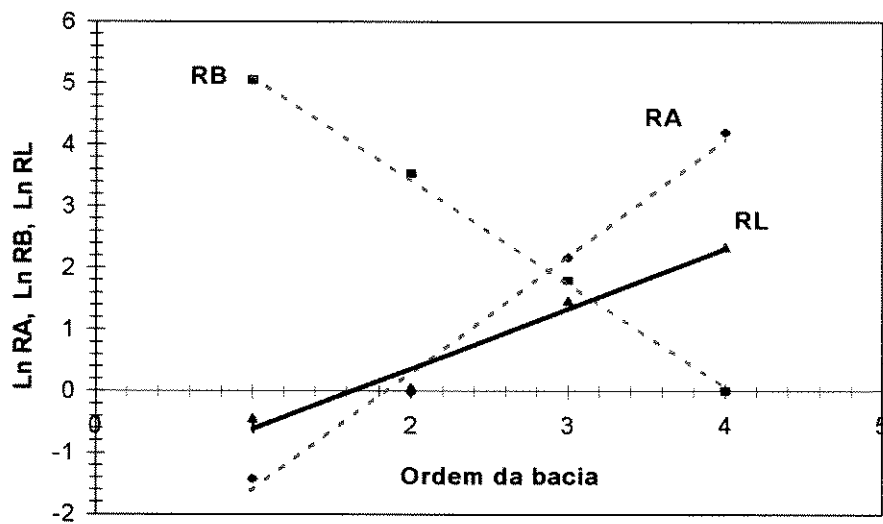


FIGURA 38 - Diagrama de Horton para a bacia do Ribeirão Pirapitingui
Escala 1:10000

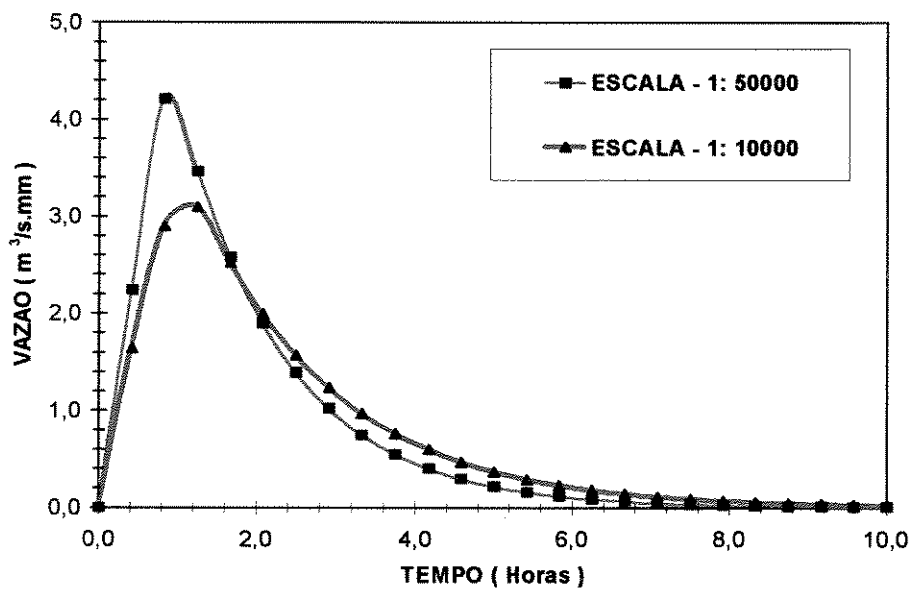


FIGURA 39 - Comparação entre os HUGs para a bacia do Ribeirão Palmital nas escalas 1:50000 e 1:10000

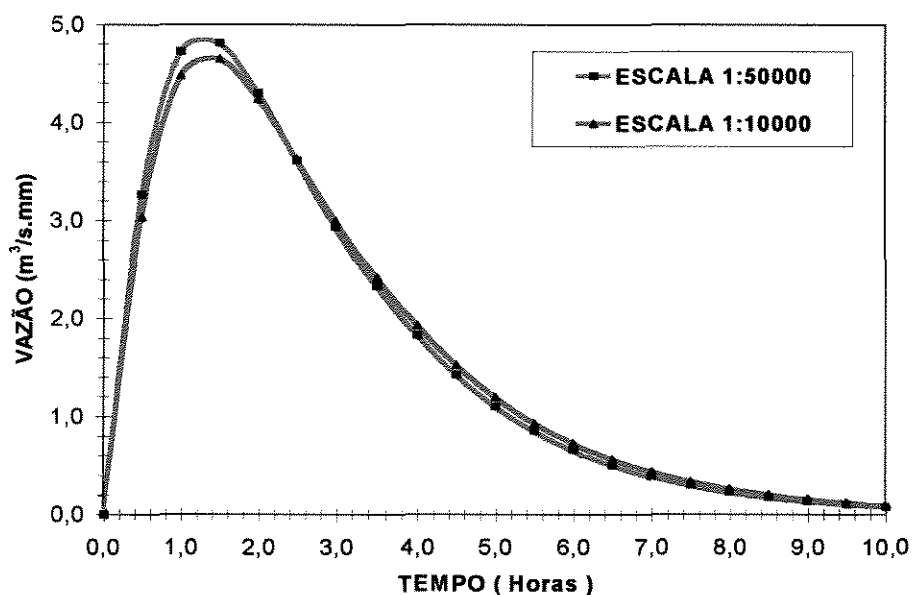


FIGURA 40 - Comparação entre os HUGs para a bacia do Ribeirão Pirapitingui nas escalas 1:50000 e 1:10000

Considerando-se os mapas nas diferentes escalas estudadas observa-se que para a bacia do Ribeirão Claro, de acordo com a Figura 36, as diferenças obtidas entre elas ficaram em torno de 22% e 41% com relação ao tempo e à vazão de pico, respectivamente. Pela análise da Figura 39, referente à bacia do Ribeirão Palmital, as diferenças obtidas ficaram em torno de 18% e 27% com respeito ao tempo e à vazão de pico. Para a bacia do Ribeirão Pirapitingui, como se pode observar da Figura 40, os hidrogramas praticamente são iguais, pois em ambas as escalas a ordem do rio principal resultou a mesma.

6 - CONCLUSÕES

Com o intuito de analisar os métodos do Hidrograma Unitário Geomorfológico (HUG) e Geomorfoclimático (HUGC), propostos por Rodrigues-Iturbe e Valdés, foram utilizadas três bacias do Estado de São Paulo com áreas e características geomorfológicas distintas. Para as condições deste estudo, e para as bacias hidrográficas estudadas, conclui-se que:

As probabilidades da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem i e as probabilidade de transição de um estado para outro de maior ordem, devem ser obtidas de medições diretas e empregando-se as equações (2.44) e (2.45), e não utilizando as equações que levam em conta os parâmetros de Horton.

Na comparação entre os métodos do HUG e do HUSCS conclui-se, que para a bacia do Ribeirão Palmital, o HUSCS deu melhor resultado. O HUSCS e o HUG apresentaram a mesma vazão de pico, cujos valores ficaram bem próximos do HUO, porém o HUSCS mostrou melhores resultados em relação ao tempo de pico. Para as bacias do Ribeirão Pirapitingui e Ribeirão Claro, o HUG forneceu ótimos resultados com relação à vazão, porém uma grande defasagem com relação ao tempo de pico. O HUSCS apresentou uma discrepância muito elevada, para estas bacias, com relação à vazão e ao tempo de pico. Comparando-se o HUG com o HUR, observa-se que o HUR foi bem superior para a bacia do Ribeirão Claro, pois praticamente coincidiu com o HUO. Para as bacias do Ribeirão Palmital e Ribeirão Pirapitingui, o HUG apresentou melhores resultados do que o HUR com relação à vazão, porém inferior em relação ao tempo de pico.

No que concerne ao HU Geomorfoclimático, ele subestimou a vazão e o tempo de pico nas três bacias, fornecendo a melhor resposta para a bacia do Ribeirão Claro.

Comparando-se os HUGs com os HUO, para as velocidade escolhidas, a partir da comparação com o HUO, verifica-se que o método dá excelentes resultados em termos de pico de vazão, para as três bacias, mais deixa a desejar em relação ao tempo de pico. O tempo de pico é sempre menor em relação ao observado.

Para a bacia do Ribeirão Palmital, a velocidade no talvegue obtida das vazões de pico observadas ($V=1,7$ m/s) ou usando o tempo de concentração ($V=1,9$ m/s), deram origem ao HU Geomorfológicos que subestimaram a vazão e o tempo de pico, sendo que usando o tempo de concentração os resultados obtidos foram ligeiramente melhores. Para a bacia do Ribeirão Pirapitingui, essas velocidades, iguais a $V=1,9$ m/s e $V=2,5$ m/s, superestimaram e subestimaram a vazão e o tempo de pico, respectivamente. No caso da bacia do Ribeirão Claro, a velocidade no talvegue, obtida das vazões de pico observadas ($V=0,9$ m/s) ou usando o tempo de concentração ($V=1,2$ m/s) superestimou e subestimou a vazão e o tempo de pico, respectivamente. De acordo com as análises efetuadas, conclui-se que o método para se estimar o valor da velocidade de translação do fluxo d'água através do tempo de concentração da bacia, utilizando-se a fórmula de Kirpich.

De acordo com os resultados obtidos acima, conclui-se que o método do HU de Reda é o que forneceu, de uma maneira geral, os melhores resultados em relação aos demais, o que está de acordo com o observado por GENOVEZ(1991).

Em relação à escala do mapa, a ser utilizado para obter os parâmetros do método, não se deve escolher escalas de valores muito elevados para bacias com pequenas áreas, pois muitos detalhes da rede de drenagem são perdidos, comprometendo assim uma análise mais apurada. Também não se deve escolher escalas muito baixas, pois além de implicar muito mais complexidade em riqueza de detalhes não melhorou o resultado. Considerando-se o grande aumento do trabalho para se obter os parâmetros que as escalas menores (1:10000) apresentam e a diferença nos hidrogramas obtidos, pode-se concluir que para pequenas bacias (da ordem de grandeza das utilizadas neste estudo) a escala 1:50000 é a adequada.

7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- A Geographic Information System Procedure to Quantify Drainage(1994) - Basin Characteristics. David A. Eash. **Water Resources Bulletin**. February, vol 30. nº 1.
- ALLAM, G. I. Y. (1990). **A Water Resources Methodology for Estimating the Flow Hydrograph of Ungauged Watershed**. In partial fulfillment of the requirements for the Degree of Master os Science. Colorado State University Fort Collins, Colorado.
- BERNARD, M. et al.(1949). **Hidrology Handbook**. ASCE-Manuals of Engineering Practise. n. 28, 184p, 1949.
- BETTINE, S. C.(1984). **Estudo do Modelo Geomorfológico para Resposta da Bacia Hidrográfica**. Dissertação (Mestrado), Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- BRAS, R. L. (1990) - **Hydrology** - An Introduction to Hydrologic Science. Addison-Wesley Publishing Co, 643p.
- CARVALHO, M. A.(1995). **Aplicação de Hidrogramas Unitários Geomorfológicos na Previsão de Respostas Hidrológicas**. 200 pp. Tese de Mestrado. Universidade de São Paulo(EESC).
- CHOW, V. T. (1964). **Handbook of Applied Hydrology**. McGraw-Hill. New York.
- DISKIN, M. H. A. apud CHOW(1964). A basic study of the linearity of the rainfall-runoff process in whatersheds(Thesis). V. T. **Handbook of applied Hydrology**. New York, McGraw-Hill, 1964. p. 14-31.

- FELLER, W.(1971). **An Introduction to Probability Theory and Its Applications**. v.2 John Wiley. New York.
- GENOVEZ, A. M., ZUFFO, A.C., e FIGUEIREDO, O. A. N.(1995). Hidrograma Unitário Geomorfológico: Análise e Estudo Comparativo para pequena Bacia. **XI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. Recife, pp. 225 - 229, 1996.
- GENOVEZ, A. M.(1991). **Avaliação dos métodos de estimação das vazões de enchente para pequenas bacias hidrográficas do estado de São Paulo**. 225 pp. Tese(Livre Doc).
- GUPTA, V. K., WAYMIRE, E. and WANG, C. T.(1980). A Representation of an Instantaneous Unit Hydrograph from Geomorphology. **Water Resources Research**. v. 16. n. 5. pages. 855 - 862. Oct.
- HOWARD, R. A.(1971). **Dynamic Probabilistic Systems**, Jonh Wiley, New York.
- HORTON, R. E. Drainage basin characteristics apud CHOW(1932). Trans. Am. Geophys. Union, v. 13, p. 350-361, 1932, V. T. **Handbook of Applied Hidrology**. New York, McGraw-Hill, 1964, p. 4-40.
- Networks and Subwatershed Parameters Extracted from Digital Elevation Models(1993): The Bills Creew Experience - Jorgen Garbrecht and Lawrence W. Martz. **Water Resources Bulletin**, December, vol 29. nº 6.
- REDA, A. L. de L. (1985). **Regionalização do Hidrograma Unitário para Bacias Rurais do Estado de São Paulo**. Dissert. de Mestrado apresentada à Escola Politécnica da USP, São Paulo. 269 pp.
- REDA, A. L. & BRAGA, B. P. F.(1987). Regionalização do Hidrograma Unitário Sintético para Pequenas Bacias Rurais do Estado de São Paulo. **VII Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos. Anais 2**. Salvador, pp. 289 - 299.

- RODRIGUEZ - ITURBE, I.; DEVOTO, C. and VALDÉS, J. B. (1979). Discharge response analysis and hidrology similarity. The interrelation between the geomorphologic IUH and storm characteristics. **Water Resour. Res.**, 15(6), 1435 - 1444.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., GONZÁLEZ - SANABRIA, and BRAS, R. L. (1982). A Geomorphoclimatic Theory of the Instantaneous Unit Hydrograph. **Water Resources Research**. v. 18. n. 4. pages. 877-886. Aug.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. and VALDÉS, J. B.(1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. **Water Resour. Res.** v.15. n.16. p. 1409-1420. Dec.
- SCHUMM, S. A. (1972). Evolution of drainage system and slopes in badlands at Perth Ambo, New Jersey. Geol. Soc. Amer. Bull. (1956) apud SMART, J. S. Channel networks. **Advances in Hydrosience**. v. 8.
- SCS (1957) - Soil Conservation Service, U. S. Dep. of Agric. National Engineering Handbook - "Hidrology", Section 4, Supplement A, **"The Hydrology Guide"**.
- SHERMAN, L. K.(1932) - Streamflow form rainfall by the unit graph method. **ENGINEERING NEWS**, 108:501-505.
- SMART, J. S. (1972). **Channel networks**. **Advances in Hydrosience**. v.8. p.305-346.
- STRAHLER, A. N. (1964). Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution, analisys. Am. J. Set. 1950 apud CHOW, V. T. **Handbook of Applied Hydrology**. New York, McGraw-Hill, p. 1- 40.
- VALDÉS, J. S.; FIALLO, Y. and RODRIGUES-ITURBE, I. (1979). A rainfall-runoff analysis of the geomorphic IUH. **Water Resour. Res.**, 15(6), 1421 1434.
- VIESSMAN, W. Jr. et al.(1977) - **Introduction to Hydrology**. Thomas Y. Crowell Company Inc., 704 p. 2^a ed.

ANEXO - A

Dedução das equações que representam as Probabilidades de transição e de início do movimento da água para uma bacia de quarta ordem.

Quando ocorre uma precipitação sobre uma dada bacia, a mesma se dá em diferentes pontos da bacia seguindo uma infinidade de diferentes caminhos dados pelos subconjuntos de $S(2^{\Omega-1})$.

Neste trabalho será dado ênfase as bacias de quarta ordem portanto, para uma bacia de quarta ordem, existem oito caminhos possíveis que a água pode percorrer. A saída, ou último estado da bacia, será tomada como o estado cinco (5), e além disso será desprezado o tempo de percurso da água sobre a superfície do terreno. Os diversos caminhos tomados pela água são:

$$S_1: \quad c_1 \rightarrow c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow c_5$$

$$S_2: \quad c_1 \rightarrow c_2 \rightarrow c_4 \rightarrow c_5$$

$$S_3: \quad c_1 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow c_5$$

$$S_4: \quad c_1 \rightarrow c_4 \rightarrow c_5$$

$$S_5: \quad c_2 \rightarrow c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow c_5$$

$$S_6: \quad c_2 \rightarrow c_4 \rightarrow c_5$$

$$S_7: \quad c_3 \rightarrow c_4 \rightarrow c_5$$

$$S_8: \quad c_4 \rightarrow c_5$$

De acordo com os caminhos, acima, as probabilidades de transição são:

$$P_{12}, P_{13}, P_{14}, P_{23}, P_{24}, P_{34}, P_{45}$$

As probabilidades da água iniciar o seu movimento são dadas por:

$$\theta_1(0), \theta_2(0), \theta_3(0) \text{ e } \theta_4(0)$$

Com relação às explicações e definições feitas no capítulo 2, e usando-se o procedimento de ordenação de Strahler, tem-se que:

1. Canais que se originam numa nascente são definidos como de primeira ordem;
2. Quando dois canais de ordem W se encontram, um canal de ordem $W + 1$ é criado;
3. Quando dois canais de ordem diferentes se encontram, o segmento de canal imediatamente a jusante é tomado como continuação do canal de maior ordem entre os dois que se encontram;
4. A ordem de uma rede de canais ou bacia de drenagem é aquela de sua corrente de maior ordem.

Podemos portanto, concluir que existem N_i canais de ordem i , dos quais $2N_{i+1}$ se unem em canais de ordem $i + 1$. Os canais restantes ($N_i - 2N_{i+1}$), ou seja canais de ordem i , drenam para os demais canais N_i . Assumindo-se que os comprimentos dos canais internos são variáveis aleatórias independentes retiradas de uma população comum SMART(1972), onde a distribuição do canal interior independe da ordem, da magnitude ou de qualquer outra característica topológica, pode-se, então, escrever que ($N_i - 2N_{i+1}$) canais de ordem i se unem à canais de ordem j de acordo com:

$$(N_i - 2N_{i+1}) \frac{\text{numero de canais de ordem } i}{\text{numero total de canais de ordem } j} \quad (A1)$$

No caso de uma bacia de quarta ordem tem-se:

Do total de N_1 canais de ordem 1, tem-se:

$2N_2$ canais se juntam para formar canais de ordem 2

$(N_1 - 2N_2)$ drenam para os canais de ordem 2, 3 e 4.

Do total de N_2 canais de ordem 2, tem-se:

$2N_3$ canais se juntam para formar canais de ordem 3

$(N_2 - 2N_3)$ drenam para os canais de ordem 3 e 4.

Do total de N_3 canais de ordem 3, tem-se:

$2N_4$ canais se juntam para formar canais de ordem 4

$(N_3 - 2N_4)$ drenam para os canais de ordem 4.

$N_4 = 1$ (canal de maior ordem que representa a ordem da bacia)

O número médio de canais de ordem i na rede completa segundo a suposição de SMART(1972) é dado por:

$$E(i, \Omega) = N_i \prod_{j=2}^i (N_{j-1} - 1) / (2N_j - 1), \quad (A2)$$

com $i = 2, 3, \dots, \Omega$

Representando, agora, o número médio de canais de ordem 2 pela letra A, os de ordem 3 pela letra B e os de ordem 4 pela letra C tem-se respectivamente:

$$A = N_2 \left(\frac{N_1 - 1}{2N_2 - 1} \right)$$

$$B = N_3 \left(\frac{N_1 - 1}{2N_2 - 1} \right) \left(\frac{N_2 - 1}{2N_3 - 1} \right)$$

$$C = N_3 \left(\frac{N_1 - 1}{2N_2 - 1} \right) \left(\frac{N_2 - 1}{2N_3 - 1} \right) (N_3 - 1)$$

Sabe-se que são necessários dois canais de ordem i para se formar um canal de ordem $i + 1$, assim sendo dois canais de ordem 1 formarão um canal de ordem 2, ou seja, que $2N_2$ canais de ordem 1 unem-se em canais de ordem 2, e o restante $(N_1 - 2N_2)$. Logo o número de canais de ordem 1 que drenam para canais de ordem 2 são:

$$2N_2 + (N_1 - 2N_2) \frac{A}{(A) + (B) + (C)} = 2N_2 + (N_1 - 2N_2) \frac{N_2}{2N_2 - 1} \quad (A3)$$

Levando-se em conta que P_{ij} representa a proporção de canais de ordem i que se ligam com canais de ordem j , onde $i < j \leq \Omega$ e $P_{\Omega, \Omega+1} = 1$. De acordo com a equação (2.45), tem-se:

$$P_{ij} = \frac{\text{numero de canais de ordem } i \text{ que drenam para } j}{\text{numero total de canais de ordem } j}$$

As probabilidades de transição podem ser aproximadas como uma função do número de Strahler dos canais de ordem N_i , usando a expressão geral dada por GUPTA(1980):

$$P_{ij} = \frac{(N_i - 2N_{i+1})E(j, \Omega)}{\sum_{k=i+1}^{\Omega} E(k, \Omega)N_i} + \frac{2N_{i+1}}{N_i} \cdot \delta_{i+1,j} \quad 1 \leq i \leq j \leq \Omega \quad (\text{A4})$$

sendo:

$$\delta_{i+1,1} = 1, \text{ se } j = i + 1$$

$$\delta_{i+1,j} = 0, \text{ em qualquer outro caso}$$

$E(j, \Omega)$ representa o número médio de canais de ordem j na rede completa segundo a suposição de SMART(1972).

Pode-se, portanto, concluir que a probabilidade dos canais de ordem 1 drenarem para os canais de ordem 2 é:

$$P_{12} = \frac{1}{N_1} \left[2N_2 + (N_1 - 2N_2) \frac{N_2}{2N_2 - 1} \right] \quad (\text{A5})$$

De acordo com a definição de R_B , tem-se que:

$$R_B = \frac{N_{i-1}}{N_i} = \frac{N_3}{N_4} = \frac{N_2}{N_3} = \frac{N_1}{N_2} \quad (\text{A6})$$

e, levando-se em conta que $N_4 = 1$, resulta:

$$R_B = N_3;$$

$$R_B^2 = N_2;$$

$$R_B^3 = N_1$$

Na tentativa de simplificar e fazer com que o modelo se torne geral, RODRIGUEZ-ITURBE e VALDÉS(1979) escreveram as probabilidades em função das razões geomorfológicas de Horton, obtendo:

$$P_{12} = \frac{R_B^3 + 2R_B^2 - 2}{2R_B^3 - R_b} \quad (A7)$$

O número de canais de primeira ordem (1) que são tributários dos canais de terceira (3) e quarta (4) ordens são $(N_1 - 2N_2)$; a partir destes o número de canais que desembocam nos canais de terceira ordem são:

$$(N_1 - 2N_2) \frac{\text{numero de canais de ordem 3}}{\text{numero total de canais de ordem 2, 3 e 4}} \quad (A8)$$

logo, o número de canais de primeira ordem que desaguam num canal de terceira ordem é:

$$(N_1 - 2N_2) \frac{(B)}{(A) + (B) + (C)} = (N_1 - 2N_2) \frac{N_3(N_2 - 1)}{(2N_2 - 1)(2N_3 - 1)} \quad (A9)$$

O número médio de canais de primeira ordem que drenam para os canais de quarta ordem é:

$$(N_1 - 2N_2) \frac{(C)}{(A) + (B) + (C)} = (N_1 - 2N_2) \frac{(N_2 - 1)(N_3 - 1)}{(2N_2 - 1)(2N_3 - 1)} \quad (A10)$$

O número médio de canais de segunda ordem que drenam para os canais de terceira ordem é:

$$2N_3 + (N_2 - 2N_{w3}) \frac{(B)}{(B) + (C)} = 2N_3 + (N_2 - 2N_3) \frac{N_3}{(2N_3 - 1)} \quad (A11)$$

O número médio de canais de segunda ordem que drenam para os canais de quarta ordem é:

$$(N_1 - 2N_2) \frac{(C)}{(B) + (C)} = (N_2 - 2N_2) \frac{(N_3 - 1)}{(2N_3 - 1)} \quad (A12)$$

As respectivas probabilidades de transição são:

$$P_{13} = \frac{1}{N_1} \left[(N_1 - 2N_2) \frac{N_3(N_2 - 1)}{(2N_2 - 1)(2N_3 - 1)} \right] \quad (\text{A13})$$

$$P_{14} = \frac{1}{N_1} \left[(N_1 - 2N_2) \frac{(N_2 - 1)(N_3 - 1)}{(2N_2 - 1)(2N_3 - 1)} \right] \quad (\text{A14})$$

$$P_{23} = \frac{1}{N_2} \left[2N_3 + (N_2 - 2N_3) \frac{N_3}{2N_3 - 1} \right] \quad (\text{A15})$$

$$P_{24} = \frac{1}{N_2} \left[(N_2 - 2N_3) \frac{(N_3 - 1)}{2N_3 - 1} \right] \quad (\text{A16})$$

Escrevendo estas probabilidades em função das razões geomorfológicas, têm-se:

$$P_{13} = \frac{R_B^3 - 2R_B^2 - R_B + 2}{4R_B^3 - 2R_B^2 - 2R_B + 1} \quad (\text{A17})$$

$$P_{14} = \frac{R_B^4 - 2R_B^2 - R_B + 2}{4R_B^3 - 2R_B^2 - 2R_B + 1} \quad (\text{A18})$$

$$P_{23} = \frac{R_B^2 + 2R_B - 2}{2R_B^2 - R_B} \quad (\text{A19})$$

$$P_{24} = \frac{R_B^2 - 3R_B + 2}{2R_B^2 - R_B} \quad (\text{A20})$$

Em concordância com as explanações e definições do capítulo 2, têm-se que:

$$P_{34} = P_{45} = 1$$

Após relacionar-se as probabilidades de transição com as razões geomorfológicas de Horton, analisar-se-ão as probabilidades iniciais $\theta_i(0)$. Sabendo-se que $\theta_i(0)$ representa a probabilidade da fração de água iniciar seu escoamento no canal de ordem i , em termos matemáticos, de acordo com a equação (2.44), têm-se:

$$\theta_i(0) = \frac{\text{area que drena diretamente para um canal de ordem } i}{\text{area total da bacia}}$$

$$\theta_i(0) = \frac{A_i^*}{A_T} \Rightarrow \theta_i(0) = \frac{N_1 \bar{A}_1}{\bar{A}_3} \quad (\text{A21})$$

sendo \bar{A}_1 a área média das sub-bacias de ordem 1. Da definição das razões geomorfológicas têm-se que:

$$R_A = \frac{\bar{A}_i}{\bar{A}_{i-1}} \Rightarrow R_A = \frac{\bar{A}_4}{\bar{A}_3} = \frac{\bar{A}_3}{\bar{A}_2} = \frac{\bar{A}_2}{\bar{A}_1} \quad (\text{A22})$$

Resultando:

$$R_A^2 = \frac{\bar{A}_4}{\bar{A}_2}; \quad R_A^3 = \frac{\bar{A}_3}{\bar{A}_1}; \quad R_A^3 = \frac{\bar{A}_4}{\bar{A}_1} \quad (\text{A23})$$

Portanto:

$$\theta_1(0) = \frac{N_1 \bar{A}_1}{\bar{A}_3} = \frac{R_B^3 \cdot \bar{A}_1}{R_A^3 \cdot \bar{A}_1} \Rightarrow \theta_1(0) = \frac{R_B^3}{R_A^3} \quad (\text{A24})$$

Na avaliação apenas da área que drena diretamente para o canal de segunda ordem A_2^* , deve-se eliminar os canais de primeira ordem, que drenam para estes, e suas respectivas áreas. A equação (A3) dá o número de canais de primeira ordem que drenam para os canais de segunda ordem. Logo o número médio de canais de primeira ordem que drenam para os de segunda ordem é dado por:

$$\frac{1}{N_1} \left[2N_2 + (N_1 - 2N_2) \frac{N_2}{2N_2 - 1} \right] \quad (\text{A25})$$

Resultando:

$$A_2^* = \bar{A}_2 - \bar{A}_1 \frac{1}{N_2} \left[2N_2 + (N_1 - 2N_2) \frac{N_2}{2N_2 - 1} \right] \quad (\text{A26})$$

A probabilidade da fração de água iniciar seu movimento no canal de segunda ordem é:

$$\begin{aligned} \theta_2(0) &= \frac{N_2}{A_T} \left[\bar{A}_2 - \bar{A}_1 \left(\frac{N_1 - 2N_2}{2N_2 - 1} + 2 \right) \right] \Rightarrow \\ \theta_2(0) &= \frac{N_2 \bar{A}_2}{A_T} - N_2 \frac{\bar{A}_1}{A_T} \left(\frac{N_1 - 2N_2}{2N_2 - 1} \right) \end{aligned} \quad (\text{A27})$$

Escrevendo-se $\theta_2(0)$ em função das razões geomorfológicas de Horton, têm-se:

$$\theta_2(0) = \frac{R_B^2}{R_A^2} - \frac{R_B^2}{R_A^3} \left(\frac{R_B^3 + 2R_B^2 - 2}{2R_B^2 - 1} \right) \quad (\text{A28})$$

Os canais de terceira ordem são drenados pelos canais de primeira e segunda ordem, sendo necessário excluir \bar{A}_1 e \bar{A}_2 de \bar{A}_3 para o cálculo de A_3^* . Através das equações (A8) e (A10) têm-se o número de canais de primeira e segunda ordem que desaguam no canal de terceira ordem. Os números médios de canais de primeira e segunda ordem que drenam para o canal de terceira ordem são respectivamente:

$$\frac{1}{N_3} \left[(N_1 - 2N_2) \frac{(N_2 - 1)(N_3 - 1)}{(2N_2 - 1)(2N_3 - 1)} \right] = \left(\frac{N_2 N_1 - 2N_2^2 - N_1 + 2N_2}{4N_2 N_3 - 2N_2 - 2N_3 + 1} \right) \quad (A29)$$

$$\frac{1}{N_3} \left[(N_2 - 2N_2) \frac{(N_3 - 1)}{(2N_3 - 1)} \right] = \left(\frac{N_2 + 2N_3 - 2}{2N_3 - 1} \right) \quad (A30)$$

Logo, a área média que drena diretamente para os canais de terceira ordem é:

$$A_3^* = N_3 \left[\bar{A}_3 - \bar{A}_1 \left(\frac{N_2 + 2N_3 - 2}{2N_3 - 1} \right) - \bar{A}_2 \left(\frac{N_2 N_1 - 2N_2^2 - N_1 + 2N_2}{4N_2 N_3 - 2N_2 - 2N_3 + 1} \right) \right] \quad (A31)$$

Finalmente a probabilidade da fração de água iniciar seu deslocamento no canal de terceira ordem será:

$$\theta_3(0) = \frac{R_B}{R_A} - \frac{R_B}{R_A^2} \left(\frac{R_B^2 + 2R_B - 2}{2R_B - 1} \right) - \frac{R_B}{R_A^3} \left(\frac{R_B^5 - 2R_B^4 - R_B^3 + R_B^2}{4R_B^3 - 2R_B^2 - 2R_B + 1} \right) \quad (A32)$$

Para obtenção de $\theta_4(0)$ tem-se:

No caso de um canal de quarta ordem, drenam para ele os canais de primeira, segunda e terceira ordem. Neste caso, é necessário excluir \bar{A}_1 , \bar{A}_2 , \bar{A}_3 de \bar{A}_4 , para o cálculo de A_4^* . Das equações (A10) e (A12) tira-se o número de canais de primeira e segunda ordem que desaguam no canal de quarta ordem respectivamente.

Haja vista que todos os canais de terceira ordem (N_3) drenam para o canal de quarta ordem, têm-se que:

$$A_4^* = N_4 \left[\bar{A}_4 - \bar{A}_3 N_3 - \bar{A}_2 \left(\frac{N_2 N_3 - N_2 - 2N_3^2 + 2N_3}{2N_3 - 1} \right) - \right. \\ \left. \bar{A}_1 \left(\frac{N_3 N_2 N_1 - N_3 N_1 - N_2 N_1 + N_1 - 2N_3 N_2^2 + 2N_3 N_2 + 2N_2^2 - 2N_2}{4N_2 N_3 - 2N_3 - 2N_2 + 1} \right) \right] \quad (A33)$$

finalmente, conclui-se que:

$$\theta_4(0) = 1 - \frac{R_B}{R_A} - \frac{1}{R_A^2} \left(\frac{R_B^3 + 3R_B^2 + 2R_B}{2R_B - 1} \right) - \frac{1}{R_A^3} \left(\frac{R_B^6 - 3R_B^5 + R_B^4 + 3R_B^3 - 2R_B^2}{4R_B^3 - 2R_B^2 - 2R_B + 1} \right) \quad (A34)$$

que representa a probabilidade da fração de água iniciar seu deslocamento no canal de quarta ordem em função dos parâmetros R_A e R_B .

ANEXO - B

Modelo Geomorfológico de Gupta et al.(1980)

Para representar a resposta de uma bacia hidrográfica toma-se a suposição de uma distribuição exponencial, o que equivale dizer que cada canal ou estado é representado por um reservatório linear, como podemos observar na Figura B1. Quando ocorre uma excitação na bacia, pela aplicação de um impulso unitário, sua resposta será uma função do tipo exponencial.

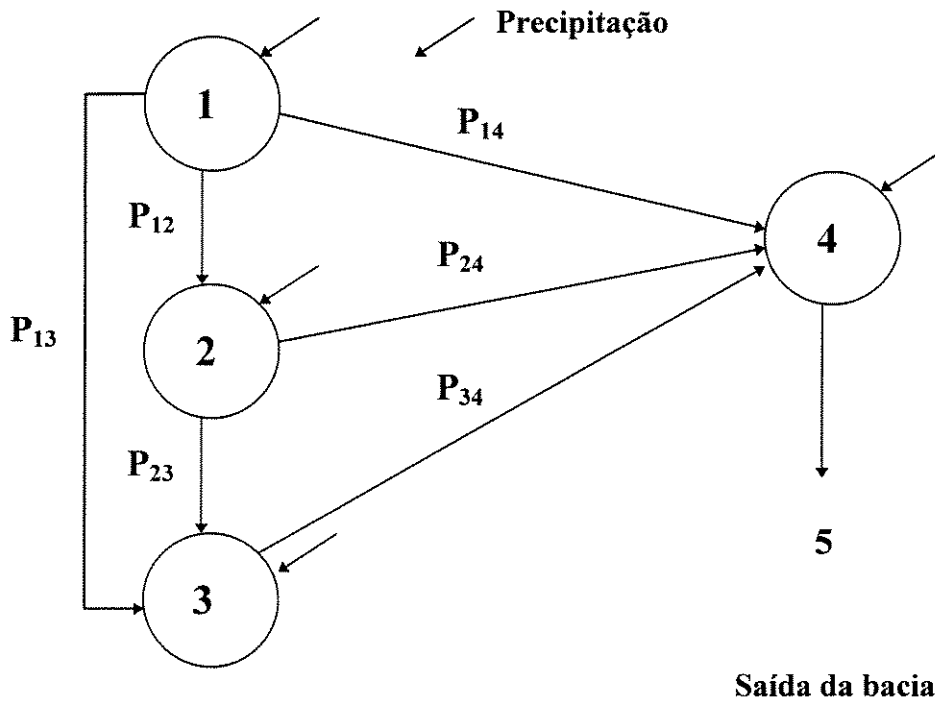


FIGURA B1 - Representação de uma bacia de quarta ordem

De acordo com as explanações e definições inseridas no ANEXO A, verifica-se que existem oito (8) caminhos possíveis para o escoamento das frações de água. A probabilidade de uma gota de água percorrer o caminhos, de acordo com a equação (2.43) é dada por:

$$P(s) = \theta_i(0) \cdot P_{ij} \cdot P_{jk} \cdots P_{l\Omega}$$

Logo, as probabilidades das frações de água percorrerem determinados caminhos são:

$$P(s_1) = \theta_1(0) \cdot P_{12} \cdot P_{23} \cdot P_{34} \cdot P_{45} = \theta_1(0) \cdot P_{12} \cdot P_{23} \quad (B1)$$

$$P(s_2) = \theta_1(0) \cdot P_{12} \cdot P_{24} \cdot P_{45} = \theta_1(0) \cdot P_{12} \cdot P_{24} \quad (B2)$$

$$P(s_3) = \theta_1(0) \cdot P_{13} \cdot P_{34} \cdot P_{45} = \theta_1(0) \cdot P_{13} \quad (B3)$$

$$P(s_4) = \theta_1(0) \cdot P_{14} \cdot P_{45} = \theta_1(0) \cdot P_{14} \quad (B4)$$

$$P(s_5) = \theta_2(0) \cdot P_{23} \cdot P_{34} \cdot P_{45} = \theta_2(0) \cdot P_{23} \quad (B5)$$

$$P(s_6) = \theta_2(0) \cdot P_{24} \cdot P_{45} = \theta_2(0) \cdot P_{24} \quad (B6)$$

$$P(s_7) = \theta_3(0) \cdot P_{34} \cdot P_{45} = \theta_3(0) \quad (B7)$$

$$P(s_8) = \theta_4(0) \cdot P_{45} = \theta_4(0) \quad (B8)$$

$$P_{34} = P_{45} = 1$$

A partir das equações (2.33), (2.34), (2.35) e (2.36) tem-se:

$$HUI(t) = \sum_{s \in S} f_{x_i} * \dots * f_{x_k}(t) \cdot p(s)$$

no qual:

* : representa a operação convolução;

f_{x_i} : indica a função densidade de probabilidade do estado x_i ;

$p(s)$: representa a probabilidade de uma partícula seguir o caminho s com $S = x_i, \dots, x_k$;

S : o conjunto de todos os caminhos possíveis;

Supondo-se que as funções f_{x_i} possuam a forma exponencial em algum parâmetro x_i , é possível expressar a convolução de ordem k da seguinte forma:

$$f_{x_i} * \dots * f_{x_k}(t) = \sum_{j=1}^k C_{j,k} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t}$$

Onde $C_{j,k}$ segundo Feller, citado em Bettine (1984), é dado por:

$$C_{j,k} = \frac{\lambda_1 \dots \lambda_{k-1}}{(\lambda_1 - \lambda_j) \dots (\lambda_{j-1} - \lambda_j)(\lambda_{j+1} - \lambda_j) \dots (\lambda_k - \lambda_j)}$$

Neste caso o HUI é dado pela equação (2.36) abaixo:

$$HUI(t) = \sum_{s \in S} \sum_{j=1}^k C_{j,k} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} \cdot p(s)$$

Explicitando-se (2.36) têm-se:

$$\begin{aligned} HUI(t) = & p(s_1) \sum_{j=1}^4 C_{j,4} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} + p(s_2) \sum_{j=1}^3 C_{j,3} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} + \\ & p(s_3) \sum_{j=1}^3 C_{j,3} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} + p(s_4) \sum_{j=1}^2 C_{j,2} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} + \\ & p(s_5) \sum_{j=1}^3 C_{j,3} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} + p(s_6) \sum_{j=1}^2 C_{j,2} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} + \\ & p(s_7) \sum_{j=1}^2 C_{j,2} \cdot e^{-\lambda_j \cdot t} + p(s_8) \sum_{j=1}^1 C_{j,1} e^{-\lambda_j \cdot t} \end{aligned} \quad (B9)$$

Separando-se cada um dos termos, e desenvolvendo, têm-se:

$$\begin{aligned} p(s_1) \sum_{j=1}^4 C_{j,4} e^{-\lambda_j t} = & \theta_1(0) p_{12} p_{23} \lambda_1 \lambda_2 \lambda_3 \lambda_4 \left\{ \left[\frac{e^{-\lambda_1 t}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_4 - \lambda_1)} \right] + \right. \\ & \left[\frac{e^{-\lambda_2 t}}{(\lambda_1 - \lambda_2)(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_4 - \lambda_2)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_1 - \lambda_3)(\lambda_2 - \lambda_3)(\lambda_4 - \lambda_3)} \right] + \\ & \left. \left[\frac{e^{-\lambda_4 t}}{(\lambda_1 - \lambda_4)(\lambda_2 - \lambda_4)(\lambda_3 - \lambda_4)} \right] \right\} \end{aligned} \quad (B10)$$

$$p(s_2) \sum_{j=1}^3 C_{j,3} e^{-\lambda_j t} = \theta_1(0) p_{12} p_{24} \lambda_1 \lambda_2 \lambda_4 \left\{ \left[\frac{e^{-\lambda_1 t}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_4 - \lambda_1)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_2 t}}{(\lambda_1 - \lambda_2)(\lambda_4 - \lambda_2)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_4 t}}{(\lambda_1 - \lambda_4)(\lambda_2 - \lambda_4)} \right] \right\} \quad (\text{B11})$$

$$p(s_3) \sum_{j=1}^3 C_{j,3} e^{-\lambda_j t} = \theta_1(0) p_{13} \lambda_1 \lambda_3 \lambda_4 \left\{ \left[\frac{e^{-\lambda_1 t}}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_4 - \lambda_1)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_1 - \lambda_3)(\lambda_4 - \lambda_3)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_4 t}}{(\lambda_1 - \lambda_4)(\lambda_3 - \lambda_4)} \right] \right\} \quad (\text{B12})$$

$$p(s_4) \sum_{j=1}^2 C_{j,2} e^{-\lambda_j t} = \theta_1(0) p_{14} \lambda_1 \lambda_4 \left\{ \left[\frac{e^{-\lambda_1 t}}{(\lambda_4 - \lambda_1)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_4 t}}{(\lambda_1 - \lambda_4)} \right] \right\} \quad (\text{B13})$$

$$p(s_5) \sum_{j=1}^3 C_{j,3} e^{-\lambda_j t} = \theta_2(0) p_{23} \lambda_2 \lambda_3 \lambda_4 \left\{ \left[\frac{e^{-\lambda_2 t}}{(\lambda_3 - \lambda_2)(\lambda_4 - \lambda_2)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_2 - \lambda_3)(\lambda_4 - \lambda_3)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_4 t}}{(\lambda_2 - \lambda_4)(\lambda_3 - \lambda_4)} \right] \right\} \quad (\text{B14})$$

$$p(s_6) \sum_{j=1}^2 C_{j,2} e^{-\lambda_j t} = \theta_2(0) p_{24} \lambda_2 \lambda_4 \left\{ \left[\frac{e^{-\lambda_2 t}}{(\lambda_4 - \lambda_2)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_4 t}}{(\lambda_2 - \lambda_4)} \right] \right\} \quad (\text{B15})$$

$$p(s_7) \sum_{j=1}^2 C_{j,2} e^{-\lambda_j t} = \theta_3(0) p_{34} \lambda_3 \lambda_4 \left\{ \left[\frac{e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_4 - \lambda_3)} \right] + \left[\frac{e^{-\lambda_4 t}}{(\lambda_3 - \lambda_4)} \right] \right\} \quad (\text{B16})$$

$$p(s_8) \sum_{j=1}^1 C_{j,1} e^{-\lambda_j t} = \theta_4(0) \lambda_4 e^{-\lambda_4 t} \quad (\text{B17})$$

ANEXO C

Relação entre o Hidrograma Unitário (HU), o Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) e a curva S.

O Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) resulta da aplicação de uma chuva efetiva uniformemente distribuída sobre a bacia, e cuja duração é infinitesimal. Portanto, tem-se:

$$HUI = \lim_{T_0 \rightarrow 0} HU(T_0) \quad (C1)$$

sendo: T_0 a duração da chuva.

Para o HUI são válidas todas as hipóteses do HU, com exceção das relacionadas à duração da chuva T_0 que agora é eliminada da análise do hidrograma.

Usando-se o princípio da superposição, é possível repetir sequencialmente n vezes uma chuva efetiva de duração T e intensidade $1/T$ para, somando-se os n resultantes $HU(T)$, obter-se a curva $S_{1/T}(t)$. A partir da curva $S_{1/T}(t)$ pode-se obter o $HU(T_0)$ para qualquer duração de chuva efetiva calculando-se:

$$HU(T_0) = \frac{T}{T_0} [S_{1/T}(t) - S_{1/T}(t - T_0)] \quad (C2)$$

Na equação (C2) tem-se que a diferença entre as curvas S deslocadas de T_0 deve ser dividida por $1/T$. Sendo T_0 a duração da chuva, têm-se que:

$$P_e = \left(\frac{1}{T}\right)T_0 = \frac{T_0}{T} \quad (C3)$$

resultando $\frac{1}{P_e} = \frac{T}{T_0}$ (C4)

cujo termo $\frac{T}{T_0}$ aparece no início da equação (C2). Se a intensidade da chuva for igual a unidade, a equação (C2) torna-se:

$$HU(T_0) = \frac{1}{T_0} [S_1(t) - S_1(t - T_0)] \quad (C5)$$

resultando:

$$HUI = \lim_{T_0 \rightarrow 0} HU(T_0) = \lim_{T_0 \rightarrow 0} [S_1(t) - S_1(t - T_0)] \frac{1}{T_0} \quad (C6)$$

Tomando a definição de derivada, a equação (C6) resulta em:

$$HUI(t) = \frac{dS_1(t)}{dt} \quad (C7)$$

Seja $u(0,t)$ as ordenadas do HUI e $u(T,t)$ as ordenadas do HU. Desta forma, das equações (C5) e (C6) têm-se:

$$S_1(t) - S_1(t - T_0) = u(0,t)dt \quad (C8)$$

resultando: $\frac{dS_1(t)}{dt} = u(0,t)$ (C9)

Supondo-se que o valor da integral possa ser estimado pela área do retângulo médio equivalente, ou seja, que a duração T_0 não seja muito grande, da equação (C8) têm-se:

$$S_1(t) - S_1(t - T_0) = \frac{1}{2} T_0 [u(0,t) + u(0,t - T_0)] \quad (C10)$$

mas, a equação (C8) pode ser escrita da forma:

$$S_1(t) - S_1(t - T_0) = T_0 u(T_0, t) dt \quad (C11)$$

Eliminando-se T_0 das equações (C9) e (C10) têm-se:

$$u(T_0, t) = \frac{1}{2} [u(0, t) + u(0, t - T_0)] \quad (C12)$$

finalmente conclui-se que:

$$HU(T_0) = \frac{1}{2} [HUI(t) + HUI(t - T_0)] \quad (C13)$$

Graficamente têm-se na Figura C1:

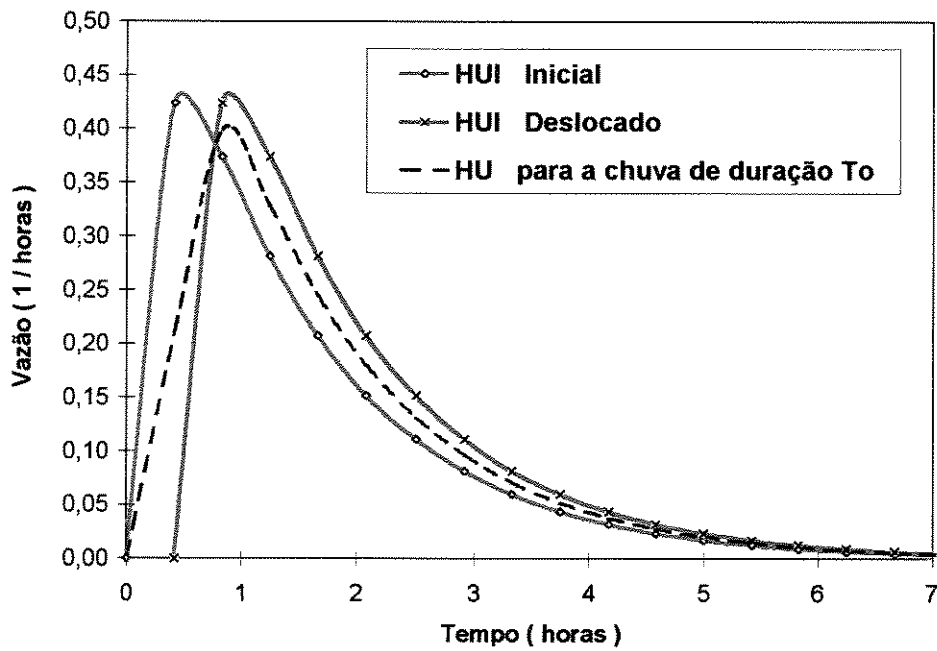


FIGURA C1 - Transformação do HUI em HU.

ANEXO D

A Transformada de Laplace e a operação convolução:

D.1 - A Transformada de Laplace:

Seja $f(t)$ uma função real no intervalo $(0, \infty)$, e seja considerada a integral abaixo:

$$\int_0^{\infty} e^{-st} f(t) dt \quad (D1)$$

sendo s uma variável real. Quando f é suficientemente bem comportada, esta integral convergirá para certos valores de s , caso em que ela define uma função de s chamada transformada de Laplace de f , e é representada por $\mathcal{L}[f]$ ou $\mathcal{L}[f](s)$. Assim, se $f(t) = \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t}$ sendo λ_1 uma constante, então:

$$\mathcal{L}[\lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t}] = \int_0^{\infty} e^{-st} \cdot \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t} dt = \lim_{t_0 \rightarrow \infty} \int_0^{t_0} e^{-st} \cdot \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t} dt$$

$$\mathcal{L}[\lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t}] = \lim_{t_0 \rightarrow \infty} \int_0^{t_0} e^{-st} \cdot \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t} dt = \lim_{t_0 \rightarrow \infty} \lambda_1 \int_0^{t_0} e^{-(s+\lambda_1)t} dt$$

Resolvendo a integral obtém-se:

$$\begin{aligned}\mathcal{L}[\lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t}] &= \lambda_1 \frac{(-1)}{s + \lambda_1} \left[e^{-(s+\lambda_1)t} \right]_0^\infty = \lambda_1 \frac{(-1)}{s + \lambda_1} [-1] \\ \mathcal{L}[\lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t}] &= \frac{\lambda_1}{s + \lambda_1}\end{aligned}\quad (\text{D2})$$

Exemplo 1 - Aplicação da transformada de Laplace

Transição da gota de água do estado 1 para o estado 2 para uma bacia qualquer.

Sejam as funções:

$$f_1(t) = \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t} \quad (\text{D3})$$

$$f_2(t) = \lambda_2 \cdot e^{-\lambda_2 t} \quad (\text{D4})$$

Aplicando-se a transformada de Laplace, têm-se:

$$\mathcal{L}[f_1(t)] = f_1(s) \Rightarrow f_1(s) = \frac{\lambda_1}{s + \lambda_1} \quad (\text{D5})$$

$$\mathcal{L}[f_2(t)] = f_2(s) \Rightarrow f_2(s) = \frac{\lambda_2}{s + \lambda_2} \quad (\text{D6})$$

Como: $f_1(t) * f_2(t) = \mathcal{L}[f_1(t) * f_2(t)] = f_1(s) * f_2(s)$ tem-se:

$$f_1(s) * f_2(s) = \frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} \quad (\text{D7})$$

Aplicando-se frações parciais obtém-se:

$$\frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} = \frac{A}{(s + \lambda_1)} + \frac{B}{(s + \lambda_2)} = \frac{A(s + \lambda_1) + B(s + \lambda_2)}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} \quad (\text{D8})$$

Desenvolvendo-se o segundo termo e igualando-se ao primeiro, vem:

$$A(s + \lambda_2) + B(s + \lambda_1) = \lambda_1 \lambda_2 \quad \therefore \quad As + A\lambda_2 + Bs + B\lambda_1 = \lambda_1 \lambda_2$$

$$(A + B)s + A\lambda_2 + B\lambda_1 = \lambda_1 \lambda_2 \quad \therefore \quad A + B = 0 \quad \Rightarrow \quad A = -B$$

$$A\lambda_2 - A\lambda_1 = \lambda_1 \lambda_2 \quad \Rightarrow \quad A(\lambda_2 - \lambda_1) = \lambda_1 \lambda_2 \quad \Rightarrow \quad A = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1}$$

Substituindo os valores de A e B em (D8) obtém-se:

$$\begin{aligned} \frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} &= \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \times \frac{1}{(s + \lambda_1)} + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_1 - \lambda_2)} \times \frac{1}{(s + \lambda_2)} \Rightarrow \\ \frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} &= \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{-\lambda_1 t} + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_1 - \lambda_2)} e^{-\lambda_2 t} \end{aligned} \quad (\text{D9})$$

Finalmente, conclui-se que:

$$f_1(t) * f_2(t) = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{-\lambda_1 t} + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_1 - \lambda_2)} e^{-\lambda_2 t} \quad (\text{D10})$$

que é a convolução entre duas funções contínuas por partes e de ordem exponencial.

D.2 - A Operação Convolução:

Sejam f e g funções contínuas por partes, de ordem exponencial, e seja suposto que:

$$\mathcal{L}[f] = \varphi(s) \quad \text{e} \quad \mathcal{L}[g] = \psi(s) \quad (\text{D11})$$

Então:

$$\mathcal{L}\left[\int_0^t f(t-\tau)g(\tau)d\tau\right] = \varphi(s)\psi(s) \quad (\text{D12})$$

Escrita em termos de transformada inversa têm-se:

$$\mathcal{L}^{-1}[\varphi(s)\psi(s)] = \int_0^t f(t-\tau)g(\tau)d\tau \quad (\text{D13})$$

A integral (D13) em questão denomina-se convolução de f e g e vem indicada como $f * g$, isto é:

$$(f * g)(t) = \int_0^t f(t-\tau)g(\tau)d\tau \quad (\text{D14})$$

Exemplo 2 - Aplicação da operação Convolução

Transição da gota de água do estado 1 para o estado 2 para uma bacia qualquer.

Sabe-se que a descarga de deflúvio $Q(t)$ para uma tempestade de duração t e intensidade i_0 constante é dada por:

$$Q(t) = \int_0^t h(\tau) \cdot i_0(t-\tau)dt \quad (\text{D15})$$

sendo (D15) a chamada operação convolução. As funções $h(\tau)$ e $i(t-\tau)$ devem ser contínuas por partes, e de ordem exponencial.

Sejam consideradas as funções seguintes:

$$h(\tau) = \lambda_2 \cdot e^{-\lambda_2 \cdot \tau} \quad (\text{D16})$$

$$i(t-\tau) = \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1(t-\tau)} \quad (\text{D17})$$

Substituindo-se (D16) e (D17) em (D15) obter-se-á:

$$\begin{aligned} Q(t) &= \int_0^t \lambda_2 \cdot e^{-\lambda_2 \cdot \tau} \cdot \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1(t-\tau)} d\tau \Rightarrow \\ Q(t) &= \lambda_1 \lambda_2 \cdot e^{-\lambda_1 t} \int_0^t e^{(\lambda_1 - \lambda_2) \cdot \tau} d\tau \end{aligned} \quad (\text{D18})$$

Integrando-se (D18) ter-se-á:

$$\begin{aligned} Q(t) &= \lambda_1 \lambda_2 \cdot e^{-\lambda_1 t} \cdot \frac{1}{(\lambda_1 - \lambda_2)} \left[e^{(\lambda_1 - \lambda_2) \cdot \tau} \right]_0^t \Rightarrow \\ Q(t) &= \lambda_1 \lambda_2 \cdot e^{-\lambda_1 t} \cdot \frac{1}{(\lambda_1 - \lambda_2)} \left\{ e^{(\lambda_1 - \lambda_2) \cdot t} - 1 \right\} \Rightarrow \\ Q(t) &= \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_1 - \lambda_2)} \cdot e^{-\lambda_2 t} + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \cdot e^{-\lambda_1 t} \end{aligned} \quad (\text{D19})$$

Portanto, conclui-se que a equação (D19) é equivalente à equação (D10).

ANEXO E

A Função Delta de Dirac:

Em Física, encontra-se frequentemente o conceito de um pulso de duração infinitamente curto. Por exemplo, um corpo posto em movimento, a partir do repouso, por meio de um golpe instantâneo, adquire um momento igual à impulsão do choque, ou seja:

$$I = mv \quad \therefore \quad I = \int_0^{t_0+\tau} f(t)dt \quad (E1)$$

Em que $f(t)$ é a força e τ a duração da ação da força. A designação “golpe” significa que τ é tão pequeno que a mudança ocorre instantaneamente. No entanto, como uma tal mudança de momento é um número finito, segue que $f(t)$ deveria ter sido infinita durante o golpe e nula nos outros instantes.

Em Mecânica, o impulso da força $f(t)$ num instante de tempo $a \leq t \leq a + \tau$ é definido como sendo a integral de $f(t)$ de a até $a + \tau$. De interesse particular prático é o caso de τ muito curto, ou seja quando $\tau \rightarrow 0$. Seja considerada a função $f_\tau(t)$, a seguir:

$$f_\tau(t) = \begin{cases} 1/\tau & \text{se } a \leq t \leq a + \tau \\ 0 & \text{em qualquer outro caso} \end{cases} \quad (E2)$$

Seu impulso I_τ é igual a unidade, desde que a integral existente dá a área do retângulo, como mostra a Figura E1.

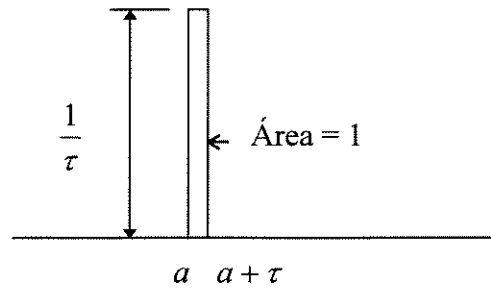


FIGURA E1 - A função Delta de Dirac

Logo, pela figura anterior têm-se:

$$I_{\tau} = \int_0^{\infty} f_{\tau}(t) dt = \int_a^{a+\tau} (1/\tau) d\tau = 1 \quad (\text{E3})$$

Pode-se representar $f_{\tau}(t)$, em termos de duas funções unitárias

$$f_{\tau}(t) = \frac{1}{\tau} [u(t-a) - u(t-(a+\tau))] \quad (\text{E4})$$

Aplicando-se a transformada de Laplace em (E4) obtém-se;

$$\mathcal{L}\{f_{\tau}(t)\} = \frac{1}{ks} [e^{-as} - e^{-(a+\tau)s}] = e^{-as} \cdot \frac{1 - e^{-\tau s}}{\tau s} \quad (\text{E5})$$

O limite de $f_{\tau}(t)$ quando $\tau \rightarrow 0$ é denotado por $\delta(t-a)$, que é a tão chamada função Delta de Dirac, utilizada apenas para funções impulso unitário.

Aplicando-se a regra de L'Hôpital na equação (E5) e tendo-se $\tau \rightarrow 0$, então:

$$\mathcal{L}\{\delta(t-a)\} = e^{-as} \quad (\text{E6})$$

Nota-se que $\delta(t-a)$ não é uma função no senso ordinário como usado em cálculo, mas a chamada “força generalizada” porque de (E1) e (E2) com $\tau \rightarrow 0$ implica em:

$$\delta(t-a) = \begin{cases} \infty & \text{se } t = a \\ 0 & \text{em qualquer outro caso} \end{cases} \quad (\text{E7})$$

sendo:

$$\int_0^{\infty} \delta(t-a) dt = 1 \quad (\text{E8})$$

ANEXO F

Programas para uma bacia de quarta ordem

F.1 - Programa para um rio de quarta ordem utilizando todas as possibilidades possíveis.

SUMÁRIO DE FÓRMULAS

1 - Hidrograma Unitário Instantâneo:

$$hui(t) = \sum_{s \in S} f_{x_i} * \dots * f_{x_k}(t) p(s) \quad (1)$$

2 - Operação Convolução:

$$h(t) = f_{x_i} * \dots * f_{x_k}(t) = \sum_{j=1}^k C_{j,k} e^{-\lambda_{x_j} t} \quad (2)$$

3 - Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico:

$$huig(t) = \sum_{s \in S} \sum_{j=1}^k C_{j,k} e^{-\lambda_{x_j} t} p(s) \quad (3)$$

sendo:

$$C_{j,k} = \lambda_{x_1} \dots \lambda_{x_k} / \left[(\lambda_{x_1} - \lambda_{x_j}) \dots (\lambda_{x_{j-1}} - \lambda_{x_j}) (\lambda_{x_{j+1}} - \lambda_{x_j}) \dots (\lambda_{x_k} - \lambda_{x_j}) \right] \quad (4)$$

4 - Probabilidades de transição do estado i para o estado j

$$p_{ij} = \frac{\text{Numeros de trechos de ordem i que drenam em trechos de ordem j}}{\text{Numero total de trechos do rio de ordem i}} \quad (5)$$

5 - Probabilidades de que o processo se inicie no estado i

$$\theta_i(0) = \frac{A_i}{A_t} \quad (6)$$

A_i = Área de drenagem total dos canais de ordem i

A_t = área de drenagem total da bacia

6 - Probabilidade da parcela de água percorrer determinado caminho S

$$\begin{aligned} P(s) &= \theta_i(0) \cdot p_{ij} \cdot p_{jk} \cdots p_{l\Omega} \\ P(s_1) &= \theta_1(0) \cdot p_{12} \cdot p_{23} \cdot p_{34} \cdot p_{45} = T_1 \cdot p_{12} \cdot p_{23} \\ P(s_2) &= \theta_1(0) \cdot p_{12} \cdot p_{24} \cdot p_{45} = T_1 \cdot p_{12} \cdot p_{24} \\ P(s_3) &= \theta_1(0) \cdot p_{13} \cdot p_{34} \cdot p_{45} = T_1 \cdot p_{13} \\ P(s_4) &= \theta_1(0) \cdot p_{14} \cdot p_{45} = T_1 \cdot p_{14} \\ P(s_5) &= \theta_2(0) \cdot p_{23} \cdot p_{34} \cdot p_{45} = T_2 \cdot p_{23} \\ P(s_6) &= \theta_2(0) \cdot p_{24} \cdot p_{45} = T_2 \cdot p_{24} \\ P(s_7) &= \theta_3(0) \cdot p_{34} \cdot p_{45} = T_3 \\ P(s_8) &= \theta_4(0) \cdot p_{45} = T_4 \end{aligned} \quad (7)$$

7 - Significado das Variáveis no programa

- P_{ij} = Probabilidade de transição do estado i para o estado j
- $P(s)$ = Probabilidade da parcela de água percorrer determinado caminho
- DL_i = Comprimento médio dos canais
- T_i = Probabilidade de que o processo se inicie no estado i ($\theta_i(0) = T_i$)
- T_{ijkl} = Convoluções parciais (entrada)
- F_i = Convoluções parciais (saída)
- PU = Representa o fator produto dos $U[i]$
- $huig(t)$ = Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico
- v = Velocidade nos canais
- $U[i]$ = Efeito do tamanho ou de forma - Componente Dinâmica da Resposta

```

PROGRAM HUIG;
USES PRINTER, CRT;
TYPE LAMB = ARRAY [1..4] OF DOUBLE;
VAR
  OK : BOOLEAN;
  I,J,K : INTEGER;
  TOT, T1234, T134, T14, T124, T24, T234, T34, TSAIDA, DL, DL1, DL2, DL3, DL4, F1, F2, F3, F4, F5,
  F6, F7, F8, PU, TFQ, T1, T2, T3, T4, A, B, C, D, V, T, Tp, H, P14, P12, P13, P23, P24, P34, P45 :
  DOUBLE ;
  U : LAMB;
  SAIDA : TEXT;
  ARQSAIDA : STRING;
BEGIN
  TEXTBACKGROUND(11);
  TEXTCOLOR(1);
  CLRSCR;
  WRITE ('Qual o arquivo de saida ? ');
  READLN (ARQSAIDA);
  ASSIGN (SAIDA,ARQSAIDA);
  REWRITE(SAIDA);

  P12 := 0.680;   P13 := 0.148;   P14 := 0.170;   P23 := 0.762;
  P24 := 0.238;   P34 := 1.000;   P45 := 1.000;

  DL1 := 1280;   DL2 := 2690;   DL3 := 3590;   DL4 := 32100;

  WRITE ('Qual a velocidade nos canais em m/h ? ');
  READLN(V);

  U[1] := V/DL1;  U[2] := V/DL2;  U[3] := V/DL3;  U[4] := V/DL4;

  WRITELN ( SAIDA,' V = ', V:4:4 );
  WRITELN ( SAIDA,' U1 = ', U[1]:4:4 );
  WRITELN ( SAIDA,' U2 = ', U[2]:4:4 );
  WRITELN ( SAIDA,' U3 = ', U[3]:4:4 );
  WRITELN ( SAIDA,' U4 = ', U[4]:4:4 );

  T1 := 103.19/184;
  T2 := 31.27/184;
  T3 := 13.30/184;
  T4 := 36.24/184;
  Tp := 0;

  OK := FALSE;
  T := 0;
  REPEAT
  BEGIN

```

***** TRAJETO R1 * R2 * R3 * R4 *****

```
T1234 := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
  PU := 1;
  PU := PU * U[1] * U[2] * U[3] * U[4];
  IF J <> 1 THEN PU := PU/(U[1] - U[J]);
  IF J <> 2 THEN PU := PU/(U[2] - U[J]);
  IF J <> 3 THEN PU := PU/(U[3] - U[J]);
  IF J <> 4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
  WRITELN ('F1 ',T:2:4,' ',J,' ', U[J] * T:2:4);
  IF U[J] * T < 3000
  THEN T1234 := T1234 + PU * EXP(-U[J] * T) ELSE
  T1234 := T1234 + PU * 0;
END;
F1 := T1234;
```

***** TRAJETO R1 * R3 * R4 *****

```
T134 := 0;
FOR J := 1 TO 4 DO
BEGIN
  IF J <> 2 THEN
  BEGIN
    PU := 1;
    PU := PU * U[1] * U[3] * U[4];
    IF J <> 1 THEN PU := PU/(U[1] - U[J]);
    IF J <> 3 THEN PU := PU/(U[3] - U[J]);
    IF J <> 4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
    WRITELN ('F2 ',T:2:4,' ',J,' ', U[J] * T:2:4);
    IF U[J] * T < 3000
    THEN T134 := T134 + PU * EXP(-U[J] * T) ELSE
    T134 := T134 + PU * 0;
  END;
END;
F2 := T134;
```

***** TRAJETO R1 * R4 *****

```
T14 := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
  IF (J<>2) AND (J<>3) THEN
  BEGIN
    PU := 1;
    PU := PU * U[1] * U[4];
    IF J<>1 THEN
    PU := PU/(U[1] - U[J]);
    IF J<>4 THEN
    PU := PU/(U[4] - U[J]);
    WRITELN ('F3 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
    IF U[J] * T < 3000
    THEN T14 := T14 + PU * EXP(-U[J] * T) ELSE
    T14 := T14 + PU * 0;
  END;
END;
F3 := T14;
```

***** TRAJETO R1 * R2 * R4 *****

```
T124 := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
IF J<>3 THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[1] * U[2] * U[4];
IF J<>1 THEN PU := PU/(U[1] -U[J]);
IF J<>2 THEN PU := PU/(U[2] -U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] -U[J]);
WRITELN ('F4 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T124 := T124 + PU * EXP(-U[J] * T) ELSE
T124 := T124 + PU * 0;
END;
END;
F4 := T124;
```

***** TRAJETO R2 * R4 *****

```
T24 := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>1) AND (J<>3) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[2] * U[4];
IF J<>2 THEN PU := PU/(U[2] -U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] -U[J]);
WRITELN ('F5 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T24 := T24 + PU * EXP(-U[J] * T) ELSE
T24 := T24 + PU * 0;
END;
END;
F5 := T24;
```

***** TRAJETO R2 * R3 * R4 *****

```
T234 := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>1) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[2] * U[3] * U[4];
IF J<>2 THEN PU := PU/(U[2] -U[J]);
IF J<>3 THEN PU := PU/(U[3] -U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] -U[J]);
WRITELN ('F6 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T234 := T234 + PU * EXP(-U[J] * T) ELSE
T234 := T234 + PU * 0;
END;
END;
F6 := T234;
```

***** TRAJETO R3 * R4 *****

```
T34 := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>1) AND (J<>2) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[3] * U[4];
IF J<>3 THEN PU := PU/(U[3] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN('F7 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T34 := T34 + PU * EXP(-U[J] * T) ELSE
T34 := T34 + PU * 0
END;
END;
F7 := T34;
```

***** R4 * SAIDA DA BACIA *****

```
TSAIDA := 0;
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[4];
PU := PU/(U[4]);
WRITELN('F8 ', T:2:4,' ',J,' ', U[4] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
TSAIDA := TSAIDA + PU * EXP(-U[4] * T)
ELSE TSAIDA := TSAIDA + PU * 0
END;
F8 := TSAIDA;
```

***** RESULTADOS *****

```
huig(t) :=    T1 * P12 * P23 * P34 * F1 +
              T1 * P13 * P34 * F2 +
              T1 * P14 * F3 +
              T1 * P12 * P24 * F4 +
              T2 * P24 * F5 +
              T2 * P23 * P34 * F6 +
              T3 * P34 * F7 +
              T4 * P45 * F8 ; { ORDENADA EM 1/hora}
```

```
WRITELN (SAIDA,T:5:2,' ', H:10:10);
T:=T+0.5;
IF (T>30) THEN OK:= TRUE;
END;
UNTIL OK;
CLOSE ( SAIDA);
END.
```


F.2 - Programa para um rio de quarta ordem com velocidade a montante.

```

PROGRAM HUIG;
USES PRINTER, CRT;
TYPE LAMB = ARRAY [0..4] OF DOUBLE;
VAR
  OK : BOOLEAN;
  I,J,K : INTEGER;
  T01234, T0134, T014, T0124, T024, T0234, T034, T04, DL, DL1, DL2, DL3, DL4,
  F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7, F8, PU, TFQ, H, T1, T2, T3, T4, A, B, C, D, V,
  VM, T, P14, P12, P13, P23, P24, P34, RA, RB, RL : DOUBLE ;
  U : LAMB;
  SAIDA : TEXT;
  ARQSAIDA : STRING;
BEGIN
  TEXTBACKGROUND(11);
  TEXTCOLOR(1);
  CLRSCR;
  WRITE ('Qual o arquivo de saida ? ');
  READLN (ARQSAIDA);
  ASSIGN (SAIDA,ARQSAIDA);
  REWRITE(SAIDA);

  RA:= 5.202;
  RB:= 4.360;
  RL:= 2.666;

  P12 := 0.720;
  P13 := 0.146;
  P14 := 0.134;
  P23 := 0.556;
  P24 := 0.444;
  P34 := 1;

  DL1 := 595;
  DL2 := 809;
  DL3 := 1763;
  DL4 := 12060;

  WRITE ('Qual a velocidade nos canais em m/h ? ');
  READLN(V);

  U[1] := V/DL1;
  U[2] := V/DL2;
  U[3] := V/DL3;
  U[4] := V/DL4;

  WRITE ('Qual a velocidade a montante em m/h? ');
  READLN(VM);
  CLRSCR;;

  DL := 38.0*1000000/(DL1*SQR(RB) + RB * RL + SQR(RL))/2;
  U[0] := VM/DL;

  WRITELN ( SAIDA,' V = ', V:4:4 );
  WRITELN ( SAIDA,' VM =', VM:4:4 );
  WRITELN ( SAIDA,' DL =', DL:4:4 );
  WRITELN ( SAIDA,' U1 = ', U[1]:4:4 );

```

```

WRITELN ( SAIDA,' U2 = ', U[2]:4:4 );
WRITELN ( SAIDA,' U3 = ', U[3]:4:4 );
WRITELN ( SAIDA,' U4 = ', U[4]:4:4 );
WRITELN ( SAIDA,' U0 = ', U[0]:4:4 );

```

```

T1 := 21.20/38;
T2 := 5.95/38;
T3 := 3.42/38;
T4 := 7.43/38;

```

```

TFQ := 0;
OK := FALSE;
T := 0;

```

```

REPEAT
BEGIN

```

```

***** TRAJETO R0 * R1 * R2 * R3 * R4 *****

```

```

T01234 := 0;
FOR J:= 0 TO 4 DO
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[1] * U[2] * U[3] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>1 THEN PU := PU/(U[1] - U[J]);
IF J<>2 THEN PU := PU/(U[2] - U[J]);
IF J<>3 THEN PU := PU/(U[3] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F1 ',T:2:4,' ',J,' ', U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000
THEN T01234 := T01234 + PU * EXP(-U[J] * T )
ELSE T01234 := T01234+ PU * 0
END;
F1 := T01234;

```

```

***** TRAJETO R0 * R1 * R3 * R4 *****

```

```

T0134 := 0;
FOR J := 0 TO 4 DO
BEGIN
IF J <> 2 THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[1] * U[3] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>1 THEN PU := PU/(U[1] - U[J]);
IF J<>3 THEN PU := PU/(U[3] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F2 ',T:2:4,' ',J,' ', U[J] * T:2:4 );
IF U[J] * T < 3000
THEN T0134 := T0134 + PU * EXP(-U[J] * T)
ELSE T0134 := T0134 + PU * 0
END;
END;
F2 := T0134;

```

***** TRAJETO R0 * R1 * R4 *****

```

T014 := 0;
FOR J:=0 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>2) AND (J<>3) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[1] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>1 THEN PU := PU/(U[1] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F3 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T014 := T014 + PU * EXP(-U[J] * T)
ELSE T014 := T014 + PU * 0
END;
END;
F3 := T014;

```

***** TRAJETO R0 * R1 * R2 * R4 *****

```

T0124 := 0;
FOR J:=0 TO 4 DO
BEGIN
IF J<>3 THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[1] * U[2] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>1 THEN PU := PU/(U[1] - U[J]);
IF J<>2 THEN PU := PU/(U[2] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F4 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T0124 := T0124 + PU * EXP(-U[J] * T)
ELSE T0124 := T0124 + PU * 0
END;
END;
F4 := T0124;

```

***** TRAJETO R0 * R2 * R4 *****

```

T024 := 0;
FOR J:=0 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>1) AND (J<>3) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[2] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>2 THEN PU := PU/(U[2] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F5 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T024 := T024 + PU * EXP(-U[J] * T)
ELSE T024 := T024 + PU * 0
END;
END;
F5 := T024;

```

***** TRAJETO R0 * R2 * R3 * R4 *****

```
T0234 := 0;
FOR J:=0 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>1) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[2] * U[3] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>2 THEN PU := PU/(U[2] - U[J]);
IF J<>3 THEN PU := PU/(U[3] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F6 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T0234 := T0234 + PU * EXP(-U[J] * T)
ELSE T0234 := T0234 + PU * 0
END;
END;
F6 := T0234;
```

***** TRAJETO R0 * R3 * R4 *****

```
T034 := 0;
FOR J:=0 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>1) AND (J<>2) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[3] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>3 THEN PU := PU/(U[3] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F7 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T034 := T034 + PU * EXP(-U[J] * T)
ELSE T034 := T034 + PU * 0
END;
END;
F7 := T034;
```

***** TRAJETO R0 * R4 *****

```
T04 := 0;
FOR J:=0 TO 4 DO
BEGIN
IF (J<>1) AND (J<>2) AND (J<>3) THEN
BEGIN
PU := 1;
PU := PU * U[0] * U[4];
IF J<>0 THEN PU := PU/(U[0] - U[J]);
IF J<>4 THEN PU := PU/(U[4] - U[J]);
WRITELN ('F7 ',T:2:4,' ',J,' ',U[J] * T:2:4);
IF U[J] * T < 3000 THEN
T04 := T04 + PU * EXP(-U[J] * T)
ELSE T04 := T04 + PU * 0
END;
END;
F8 := T04;
```

***** RESULTADOS *****

H := T1 * P12 * P23 * P34 * F1 + T1 * P13 * P34 * F2 +
T1 * P14 * F3 + T1 * P12 * P24 * F4 + T2 * P24 * F5 +
T2 * P23 * P34 * F6 + T3 * P34 * F7 + T4 * F8 ;{ ORDENADA EM 1/h}

WRITELN (SAIDA,T:5:2, ' ', H:10:10);
T:=T+1/2.4;
IF (T>25) THEN OK:= TRUE;
END;
UNTIL OK;
CLOSE (SAIDA);
END.

ANEXO G

G.1 - Probabilidades Inicial e de Transição para uma bacia de terceira ordem

TABELA 35 - Probabilidades da gota d'água cair inicialmente em uma área que drena diretamente para um canal de ordem *i* para uma bacia de terceira ordem

$\theta_1(0) = \frac{R_B^2}{R_A^2}$	$\theta_2(0) = \frac{R_B}{R_A} - \frac{R_B^3 + 2R_B^2 - 2R_B}{R_A^2(2R_B - 1)}$	$\theta_3(0) = 1 - \frac{R_B}{R_A} - \frac{R_B^3 - 3R_B^2 + 2R_B}{R_A^2(2R_B - 1)}$
-------------------------------------	---	---

TABELA 36 - Probabilidades de transição do estado *i* para o estado *j* obtidas através das formulações para uma bacia de terceira ordem

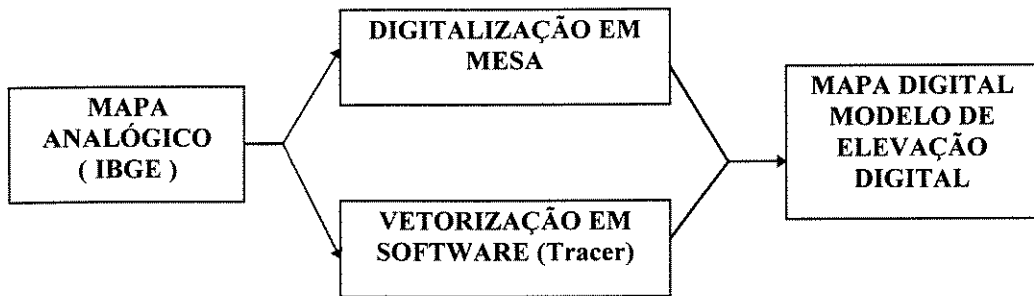
$P_{12} = \frac{R_B^2 + 2R_B^2 - 2}{2R_B^2 - R_B}$	$P_{13} = \frac{R_B^2 - 3R_B + 2}{2R_B^2 - R_B}$	$P_{23} = 1$
--	--	--------------

ANEXO H

Obtenção da Área da Bacia e do Comprimento do Talvegue Usando o Sistema de Informação Geográfica(SIG)

O crescente acesso aos meios computacionais permitiram aos hidrólogos obter diversos dados da bacia hidrográfica, tais como área, perímetro, sub-bacias, rede de drenagem, comprimento e declividade dos rios, através de software, que os extraem diretamente do mapa topográfico digitalizando essas informações. Essas informações são obtidas através dos software dos sistemas de informações geográficas (SIG).

O dado de entrada desses programas de sistema de informação geográfica (SIG) é o mapa topográfico digitalizado, que forma o modelo de elevação digital do terreno da bacia hidrográfica. Portanto, todo o processo de informatização dos trabalhos dos hidrólogos passam pela transformação do mapa analógico (em papel). Isso pode ser feito de duas formas, com uma mesa digitalizadora ou com um software de digitalização. A forma tradicional de digitalização, com uma mesa, exige hardware (a mesa e o computador) e o software(autocad). É um processo lento e tedioso e não muito preciso pois o operador deve centrar o cursor da mesa no meio da linha a ser digitalizada e esse processo envolve um certo erro, que depende do número de pontos usados para representar a linha. Devido a essas limitações o uso de mesa digitalizadora sofre um progressivo declínio. A forma mais atual de digitalizar um mapa é através do uso de um software que transforma a linha do mapa (previamente scannerizado) em um vetor. Esse processo exige hardware (scanner e computador) e software (autocad e tracer). É um processo mais rápido e preciso pois o próprio programa centraliza o vetor nas linhas do mapa. Em resumo tem-se:



Na fase atual de transição, o uso das mesas se justifica pela facilidade de aprendizagem e o crescente declínio de seu preço. Com relação a vetorização com software (tracer), temos a vantagem da maior precisão e rapidez do processo e com o crescente declínio do preços dos software. A linha é representada como realmente aparece nos mapas analógicos, sem qualquer outra distorção.

A tendência atual de informatização não se justificaria se a precisão dos trabalhos na forma digitalizada com relação ao trabalho manual (planímetro e curvímetro) fosse muito prejudicada. Estudos nesse sentido (GARBRECHT e MARTZ, 1993) indicam ganho de tempo (5% em relação ao trabalho manual) dos resultados obtidos, justificando portanto o crescente uso dos meios eletrônicos nos trabalhos.